

# MITTEILUNGEN

der Gesellschaft der  
Geologie- und Bergbaustudenten  
in Österreich



27. Band

Alle Rechte vorbehalten.

Für Inhalt und Form sind die Verfasser verantwortlich.

Herausgeber, Eigentümer und Verleger: Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, am Institut für Geologie der Universität Wien.  
A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

VORSTAND FÜR DAS JAHR 1980

Obmann:	G. HAGENGUTH
Obmann-Stellvertreter:	K. MESSNER
1. Kassier:	W. PROHASKA
2. Kassier:	Ch. PAPADOPOULOS
Rechnungsprüfer:	Ing. Dr. R. SCHWINGENSCHLÖGL
Schriftführerin:	E. POBER

SCHRIFTFLEITUNG

W. HAMILTON (Institut für Geologie, Universität Wien)

BEIRAT:  
Dr. R. LEIN

Zeichner: Leo LEITNER

Gedruckt mit der Unterstützung des Verbandes der wissenschaftlichen Gesellschaften Österreichs.

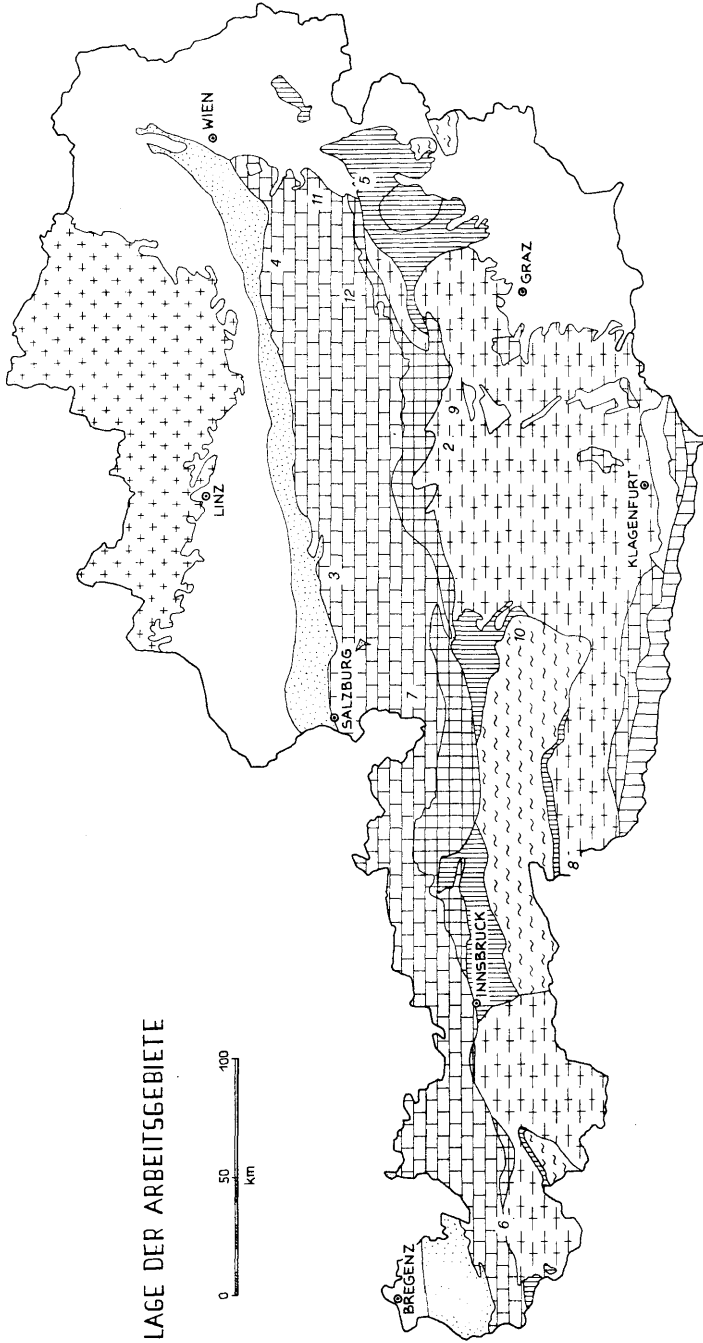
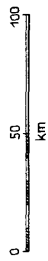
## Wir danken den Spendern und Förderern dieses Bandes

Dr. Johann ALBER, Wien	Dir. Dr. A. W. RUTTNER, Lunz
DDr. H. BERTLE, Schruns	Prof. Dr. W. SCHLAGER, Miami Beach
Dr. E. BRAUMÜLLER, Perchtoldsd.	Dr. Georg SPAUN, Salzburg
Ing. Dr. Friedrich BRIX, Wien	Hon. Prof. Dr. H. STOWASSER, Mödling
Prof. Dr. Eberhard CLAR, Wien	Dr. Franz TRAUB, München
Dr. Wolfgang DEMMER, Korneuburg	Dr. Frank TURINSKY, Koblenz
Doz. Dr. Peter FAUPL, Baden	Doz. Dr. Norbert VAVRA, Wien
Dr. Werner FÜRLINGER, Steyr	Dipl. Ing. V. VAVROVSKY, Althofen
Dr. Rudolf GRILL, Wien	Dr. Kurt VOHRYZKA, Linz
Dr. Maria HEINRICH, Wien	Prof. Dr. Franz WEBER, Leoben
Prof. Dr. F. KAHLER, Klagenfurt	Dr. F. WURM, Leonberg (BRD)
Prof. Dr. K. KREJCI-GRAF, Frankfurt	Dr. Gerhard ZEZULA, Wien
Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK, Wien	

## Inserate

Verbundkonzern – S. 160  
 Österr. Draukraftwerke – S. 172

# LAGE DER ARBEITSGEBIETE





1. Hermann HÄUSLER Militärgeologie – ein Tätigkeitsbereich der angewandten Geologie . . . . .	1
2. Leander Peter BECKER Die baugelogische Aufnahme der Sperrenaufstandsfläche beim Bau der Bogenstaumauer Sölk/Stmk. . . . .	7
3. Peter BAUMGARTNER Erd- und Schuttströme im Gschlifgraben bei Gmunden am Traunsee (OÖ). Zur Geologie, Entstehung, Entwicklung und Sanierung . . . . .	19
4. Rudolf SCHWINGENSCHLÖGL Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone im Raum Kirchberg/ Pielach in Niederösterreich . . . . .	39
5. Felix HABART Zur Geologie und Hydrogeologie des Unteren Pittental (Niederöster- reich) . . . . .	87
6. Ferenc KUNZ Baugelogische Beschreibung der Ostseite des Arlberg-Straßentunnels . . . . .	117
7. Hermann HÄUSLER Über die Einstufung der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammermasse (Salzburger Kalkhochalpen) . . . . .	145
8. Walter PROCHASKA Einige Ganggesteine der Rieserfernerintrusion mit neuen radiometrischen Altersdaten . . . . .	161
9. Susanna SCHARBERT Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins . . . . .	173
10. Richard GÖD Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie des Bergbaurevieres Schellgaden . . . . .	189
11. Massoud SADATI <i>Bacinella bicellularis</i> n. sp., eine Alge (?) aus dem obertriadischen Riffkalk der Hohen Wand (Nieder-Österreich) . . . . .	201
12. Richard LEIN Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark) . . . . .	207
13. Buchbesprechungen . . . . .	237
14. Dissertationen . . . . .	242

## Verzeichnis der Beilagen

- Beil. 1: L. P. BECKER – Felsaufschlußkarte (Sperrre Groß-Sölk), 1:400.
- Beil. 2: L. P. BECKER – Gefügediagramme (Sperrrenaufstandsfläche).
- Beil. 3: L. P. BECKER – Kluft- und Störungsgefüge.
- Beil. 4: L. P. BECKER – Lage der Bohrungen, Wasserabpreßversuche.
- Beil. 5: P. BAUMGARTNER – Gschlifgraben (Geologische Übersichtskarte, Erosion, Hydrogeologie), 1:100.000.
- Beil. 6 + 7: R. SCHWINGENSCHLÖGL – Geologische Karte der Umgebung von Kirchberg an der Pielach (N. Ö.), 1:25.000.
- Beil. 8: F. HABART – Geologische Karte des unteren Pitztalles, 1:50.000.
- Beil. 9: F. KUNZ – Arlberg-Straßentunnel (Längsprofil, Gebirgsgüteklassen, Gefügediagramme).
- Beil. 10: F. KUNZ – Polpunktauswertung (Haupttunnel und Vortunnel).
- Beil. 11: H. HÄUSLER – Abgedeckte geologische Karte der westlichen Lammermasse, 1:25.000.
- Beil. 12: R. LEIN – Paläogeographische Skizze der östlichen Kalkhochalpen zur Zeit der M.-O. Trias, 1:500.000.

**Militärgeologie –  
ein Tätigkeitsbereich der Angewandten Geologie**

von

**H. HÄUSLER**

Anschrift des Verfassers:  
Dr. Hermann HÄUSLER  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III  
A-1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	27	S. 1–6	Wien, März 1981
---------------------------------------	----	--------	-----------------

## Inhalt

1. Einleitung . . . . .	2
2. Historischer Überblick . . . . .	2
3. Geowissenschaftliche Grundlagen der österreichischen Landesverteidigung . . . . .	3
4. Zusammenfassung . . . . .	5
5. Literatur . . . . .	5

### 1. Einleitung

Militärgeologie befaßt sich mit dem militärischen Wert des Bodens (im bodenkundlichen Sinn) und des Untergrundes (in boden- und felsmechanischer Sicht), auf und in dem militärische Aktionen ablaufen oder verhindert werden sollen.

Obwohl für spezielle Fragen immer der Fachmann zuständig bleiben muß (seien es Bauingenieure, Bodenkundler, Hydrologen, Geophysiker etc.), liegt es in der Hand des Geologen, naturgegebene Verhältnisse auf ihre Wechselwirkungen mit anthropogenen (hier: militärischen) Eingriffen zu beurteilen. Angewandte Geologie befaßt sich ja nicht mit einem statischen Naturkörper sondern mit dynamischen Vorgängen und deren Prognosen.

Der Unterschied zwischen einem Ingenieurgeologen und einem Militärgeologen liegt in der speziellen militärischen Ausbildung des Letzteren. Der Militärgeologe ist in jeder Weise Mittler zwischen dem militärischen Kommandanten und dem Fachwissenschaftler. Daß die Hauptaufgabe des Militärgeologen in Friedenszeiten in der langfristigen Vorbereitung liegt, läßt seinen Wert in rein militärischen Augen manchmal gering erscheinen. Viele Beispiele aus unglückseligen Kriegseignissen lassen aber die folgenschweren Versäumnisse rechtzeitiger militärgeologischer Geländebeurteilungen erkennen.

### 2. Historischer Überblick

Zahlreiche Einzelpublikationen über Kriegsgeologie und vier Lehrbücher über den Stand der Wehrgeologie in der Zwischenkriegszeit vermitteln einen Eindruck von der militärischen Notwendigkeit und letztlich auch Bedeutung dieses Faches. W. KRANZ (1920, 1934) gibt einen guten Überblick über geländebedingte taktische Rückschläge und dem daraus resultierenden Einsatz von Geologen in der Beratung bei Stellungsbau, Wasserversorgung, Baustoffbeschaffung, Minieren, Überflutungen etc. in Österreich, Deutschland, England und Rußland während des 1. Weltkrieges (vergleiche auch W. SALOMON 1915, W. v. SEIDLITZ 1920, J. WILSER 1921 etc.).

Obwohl die ersten gedruckten österreichischen kriegsgeologischen Karten 1:25.000 bereits 1918 erschienen sind (k. u. k. Kriegsvermessung Nr. 11), steht kein einziges modernes ähnliches Kartenwerk der heutigen militärischen Grundsatz- und operativen Planung im Österreichischen Bundesheer zur Verfügung.

Die militärgeologischen Erkenntnisse aus dem Stellungskrieg sind von E. WASMUND (1937), W. KRANZ (1938) und K. BÜLOW, W. KRANZ und E. SONNE (1938) zusammengefaßt worden. Der Wasserversorgung der Truppe kam während der beiden Kriege aus hygienischen Gründen eine große Bedeutung zu (W. KRANZ 1916, G. KELLER 1943).

Über amerikanische Erfahrungen an der europäischen Westfront berichten W. B. KING (1919) und A. H. BROOKS (1920).

Obwohl schon während des 1. Weltkrieges geologische Probleme „en masse“ auf-

getreten sind, hat sich die Militärgeologie in der Zwischenkriegszeit nicht weiterentwickelt – im Gegenteil (E. WASMUND 1933). Auch J. STINY & O. KÜHN (1937) weisen bedauernd darauf hin, daß in anderen Armeen, wie z.B. bei den Franzosen, die Rolle der Geologie schon sehr früh richtiger eingeschätzt worden ist („Etudes de Géologie militaire“, 1888).

Rückblickend muß leider festgestellt werden, daß ein militärgeologischer Dienst immer erst nach großen militärischen Fehlschlägen aufgestellt worden ist und in Friedenszeiten danach bedauerlicherweise keine Konsequenzen gezogen worden sind.

Daß die Hauptaufgabe der Militärgeologie in der langfristigen Vorbereitung der Stellungen und der operativ vorgesehenen Gebiete liegt, gilt heute noch genau so wie damals. Wie im Ersten, so mußte auch im Zweiten Weltkrieg festgestellt werden, daß mangelnde Friedensschulung und Tradition sowie fehlende Heeresdienstvorschriften einen vorausplanenden Einsatz der von der taktischen und operativen Führung dann so dringend als notwendig empfundenen Militärgeologie verhindert hatten (KRAUS, W. 1941).

Dies machte sich besonders in den Bewegungskriegen bemerkbar, da z. B. über die Befahrbarkeitsverhältnisse keine Unterlagen vorbereitet worden waren und mit der Vorfelderkundung im weiteren Sinne erst kurzfristig Wehrgeologen konfrontiert wurden (K. BÜLOW 1941).

Unterlagen für die festungsbautechnische Beurteilung einzelner operativer Räume wie z.B. für Südnorwegen standen der Heeresleitung jedoch bereits zur Verfügung (RICHTER 1942).

Ebenso lieferten wehrgeologische Übersichtskarten über das europäische Rußland 1 : 2 500 000 grobe Anhaltspunkte über Gangbarkeit und Befahrbarkeit des unbedeckten Bodens und der Behelfswege sowie für Hindernisse und Sperrmöglichkeiten etc.

Über militärgeologische Erfahrungen der U. S. A. während des Zweiten Weltkriegs in Europa und Übersee berichten D. JOHNSON 1940, R. H. BECKWITH 1946, C. A. KAYE 1957, W. B. R. KING 1951 (NW-Europa), C. T. SNYDER 1957 (Normandie-Invasion). Auf Grundsatzfragen der schweizerischen Militärgeologie gehen P. NIGGLI 1939 und W. NABHOLZ 1949 ein.

Die mobile Kriegsführung seit dem Zweiten Weltkrieg brachte in verstärktem Maße die Problemstellung der Befahrbarkeit des Geländes mit sich. Da der Faktor Boden für Räder- und Kettenfahrzeuge in das Zeitkalkül einer Operation wesentlich eingeht, wurde nach dem Zweiten Weltkrieg von verschiedenen Armeen versucht, die qualitativ durchaus bekannten Bodeneigenschaften auch quantitativ in den Griff zu bekommen.

Aus dem NATO-Bereich sind moderne geowissenschaftliche Spezialkarten (z.B. Befahrbarkeitskarten des Geländes für unterschiedliche Fahrzeugtypen) bekannt, wobei anzunehmen ist, daß ähnliche Kartenwerke auch in anderen Paktsystemen existieren.

Obwohl in den Nachbarländern Militärgeologie seit langem intensiv betrieben wird (z. B. Schweiz: W. NABHOLZ 1949, 1971; BRD: P. R. LANGE 1970) ist die Fortsetzung der militärgeologischen Tradition in Österreich erst jüngst wieder aufgenommen worden (J. M. SCHRAMM 1978 a, b).

### 3. Geowissenschaftliche Grundlagen der Österreichischen Landesverteidigung

Daß es in Österreich keine größeren unwegsamen Sumpfbiete gibt, wissen wir. Wegen der bestehenden Infrastruktur sind Wasser- und Baustoffversorgung relativ leicht durchführbar. Militärische Anlagen können unter günstigen Friedensbedingungen errichtet werden. Die rein defensive Konzeption der österreichischen Landesver-

teidigung entbehrt jeglicher Offensivplanung.

Es erhebt sich daher die Frage – wozu dann der ganze Aufwand einer Militärgeologie? Die Antwort darauf ist ebenso einfach wie verblüffend: Aus militärischer Notwendigkeit. Dazu einige Beispiele.

Für ein Bataillon ist es nicht gleichgültig, ob es 12 oder 48 Stunden Zeit benötigt, um sich zur Verteidigung einzurichten, wenn gerade ungünstige Bodenverhältnisse vorliegen oder wenn die Stellungen gar ausgesprengt werden müssen. Eine Aussage über die Bearbeitbarkeit (Grabbarkeit) des Untergrundes bis zu 2 m Tiefe ist dem fachlichen Laien aber nicht zumutbar. Ferner sind dabei Tiefe und Schwankungen des Grundwasserspiegels zu berücksichtigen. Für Sondierbohrungen wird im Ernstfall aber keine Zeit sein und die „trial and error“-Methode ist unverantwortlich. Prognosen darüber wird also ein Geowissenschaftler treffen müssen.

Geht man von einer Unterbrechung des Hauptverkehrsnetzes durch militärische Einwirkungen aus, so ergibt sich das Problem der Befahrbarkeit des Geländes. Abgesehen von linearen Hindernissen wie tiefen Gräben oder Flüssen bieten tonreiche Böden nach stärkeren Niederschlägen oft erhebliche Schwierigkeiten für die Fortbewegung von Lastkraftwagen aber auch von Kettenfahrzeugen (Schmiereffekt). Sogar extrem geländegängige Fahrzeuge wie der AP 700 (Haflinger) oder der Pinzgauer kommen unter ungünstigen Verhältnissen bereits bei geringen Hangneigungen in Schwierigkeiten wie anlässlich der Raumverteidigungsübung 79 im Raume Amstetten–Melk beobachtet worden ist (die Presse berichtete von einer zeitweiligen „Schlamm Schlacht“). Es sind ferner zahlreiche Beispiele bekannt, wo in sehr weichen und tiefgründigen Ackerböden selbst Kettenfahrzeuge festgefahren sind, ein Umstand, der für den operativen Einsatz von feindlichen Panzerkräften wohl oder übel von Bedeutung ist. Da eine Geländebeurteilung günstiger und ungünstiger Abschnitte immer nach zwei Seiten erfolgt (Feind – Eigene) ergeben sich auch für die Beweglichkeit und Geländeverstärkung der eigenen Truppen wichtige Schlußfolgerungen.

Alljährlich werden durch Lawinen, Schneeverwehungen, Vermurungen und Überschwemmungen Teile Österreichs von der Außenwelt abgeschnitten. Wie wichtig die Beurteilung von Naturkatastrophen und deren Auswirkungen auf eigene und feindliche militärische Vorhaben ist, liegt dabei wohl auf der Hand. Daß nach längeren Niederschlägen die Geländebefahrbarkeit schlechter wird, Schützengräben unter Wasser stehen, Hänge eher rutschen und Straßen durch Vermurungen gesperrt sein werden, ist jedem klar. Aufgabe der Militärgeologie ist es nun zum Beispiel, die angeführten und von der Erscheinung her geläufigen rezente geologischen Mechanismen auch quantitativ zu erfassen.

Da unsere geowissenschaftlichen Kartengrundlagen teilweise unvollständig oder nur schwer greifbar sind und ferner vom Nichtfachmann ohne umfangreiche Voraussetzungen nicht ausgewertet werden können, wird es Aufgabe der Militärgeologen sein, Fachinformation zielführend kartenmäßig umzusetzen.

Thematische Karten über Grabbarkeit, Befahrbarkeit des Geländes, künstliche Aufstaumöglichkeiten, natürliche Gefahrenzonen, über Wasser- und Baustoffversorgung etc., sind – in unterschiedlichen Maßstäben auf den jeweiligen Verwendungszweck abgestimmt – nicht nur als Führungsunterlagen für die operative Planung vorgesehen, sondern auch für den taktischen Kommandanten von hohem Wert. Militärgeologische Informationen sind besonders für jenen Personenkreis wichtig, der nicht an einen begrenzten Einsatzraum gebunden ist, wie dies in den Schlüsselzonen der Fall ist, sondern z. B. für die mobile Bereitschaftstruppe oder für Kommandanten der Raumsicherungszonen.

Militärgeologische Arbeiten werden in den Militärkommanden der Bundesländer unter Leitung des MilGeo-Dienstes des BMfLV durchgeführt.

Aus den wenigen angeführten Beispielen sollte erkenntlich werden, daß selbst einfache militärgeologische Aussagen einen großen Einfluß auf das Zeit- und Kräftekalcul militärischer Planungen haben können.

#### 4. Zusammenfassung

Tätigkeitsbereich, Zielsetzungen und Aufgaben einer militärisch angewandten Geologie in Österreich werden kurz umrissen. Fachlich und militärisch ausreichend geschulte Geologen sollten künftig verstärkt anstehende militärgeologische Probleme lösen. Die diesbezüglichen militärischen Forderungen werden angesichts der stetigen Technisierung und zunehmenden Naturentfremdung eher größer werden. Auf die Bedeutung der Bearbeitbarkeit und Befahrbarkeit sowie die Beurteilung des Hinderniswertes unseres Geländes wird besonders hingewiesen.

In einem neutralen Kleinstaat mit defensiv-militärischen Aufgaben ist die Erfassung des Faktors „Gelände“ von entscheidender Bedeutung, um dessen Vor- und Nachteile optimal einkalkulieren zu können.

#### 5. Literatur

- BECKWITH, R. H., 1946: Employment of geology and geologists in war. – GSA intern. Proc., 3, 29–33, New York.
- BROOKS, A. H., 1920: The use of geology on the western front. – U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 128-D, 85–124, 10 Fig., 3 Taf., Washington.
- BÜLOW, K. v., 1941: Wehrgeologie im Bewegungskrieg. – In: 6. Wehrgeologischer Lehrgang in Heidelberg, 11–15, Berlin.
- BÜLOW, K. v., KRANZ, W. & SONNE, E., 1938: Wehrgeologie. – 170 S., 164 Abb., 5 Anl., Leipzig (Quelle & Meyer).
- JOHNSON, D., 1940: Geology and strategy in the present war. – 36 S., 6 Fig., New York (Geol. Soc. Am.).
- KAYE, C. A., 1957: Military geology in the United States Sector of the european theater of operations during world war II. – Bull. Geol. Soc. Am., 68, 47–54, 1 Fig.
- KELLER, G., 1943: Wehrgeologie und Grundwasserhygiene. – Gesundheits-Ingenieur, 66, 150–155, München.
- KING, W. B. R., 1919: Geological work on the western front. – Geogr. J., 54, 201–221, 4 Abb., London.
- 1951: The influence of geology on military operations in northwest europe. – Advancem of Science, 8, 131–137, London.
- KRANZ, W., 1916: Geologie und Hygiene im Stellungskrieg. – Zbl. Min. Geol. Pal., 1916, 270–276, 291–300, Stuttgart.
- 1921: Beiträge zur Entwicklung der Kriegsgeologie. – Geol. Rdsch., 11, 329–349, Leipzig.
- 1934: Beiträge zur Entwicklung der Kriegsgeologie (Fortsetzung). – Geol. Rdsch., 25, 194–201, Leipzig.
- 1938: Technische Wehrgeologie. Wegweiser für Soldaten, Geologen, Techniker, Ärzte, Chemiker und andere Fachleute. – 78 S., 49 Abb., Leipzig (Jänecke).
- LANGE, P. R., 1970: Geologen beraten die Bundeswehr. – Nachr. dt. Geol. Ges., 1970, 160–161, Hannover.

- NABHOLZ, W., 1949: Der militärgeologische Dienst in der Schweizerischen Armee. – Techn. Mitt. Sapp. Pont. Min., **14**, 151–156, Zürich.  
– 1971: Einsatz und Aufgaben des Geologischen Dienstes der Armee. – Techn. Mitt. Sapp. Pont. Min., **36**, 55–60, Zürich.
- NIGGLI, P., 1939: Grundsätzliches zur schweizerischen Militärgeologie. – Techn. Mitt. Sapp. Pont. Min., **4**, 51–62, Zürich.
- RICHTER, T., 1942: Einführung in die bautechnischen Eigenheiten des südnorwegischen Bodens. – 24 S., 2 Abb.
- SALOMON, W., 1915: Kriegs-Geologie. – 16 S., 5 Abb., Heidelberg (Carl Winter).
- SEIDLITZ, W. v., 1922: Erfahrungen und Erfolge der Kriegsgeologie. – Fortschr. der Naturwiss. Forschung, **11**, 147–187.
- SCHRAMM, J. M., 1978 a: Wehr- und Militärgeologie – ein Instrument der Landesverteidigung. – Österr. Milit. Z., **16**, 224–230, Wien.  
– 1978 b: Geologie und Landesverteidigung. – Truppendienst, 1978, 115–117, Wien.
- STINY, J. & KÜHN, O., 1937: Notwendigkeit und Aufgaben einer Wehrgeologie in Österreich. – Militärwiss. Mitt., **68**, 905–908, Wien.
- SNYDER, C. T., 1957: Use of geology in planning the Normandy invasion. – Bull. Geol. Soc. Am., **68**, 1565–1566.
- WASMUND, E., 1933: Die Eingliederung des deutschen akademischen Geologennachwuchses in den Arbeitsdienst. – Geol. Rdsch., **24**, 241–246, Leipzig.
- WILSER, J., 1921: Grundriß der angewandten Geologie unter Berücksichtigung der Kriegserfahrungen für Geologen und Techniker. – 176 S., 61 Abb., 3 Taf., Berlin (Borntraeger).



Die baugeologische Aufnahme der Sperrenaufstandsfläche  
beim Bau der Bogenstaumauer Sölk/Stmk.

von

**L. P. BECKER**

7 Abb., Beil. 1, 2, 3, 4

Anschrift:  
Doz. Dr. Leander Peter Becker  
Institut für Geologie und Paläontologie  
Universität Graz  
Heinrichstraße 26  
A-8010 Graz

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	27	S. 7-18	Wien, März 1981
---------------------------------------	----	---------	-----------------

## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung . . . . .	8
1. Einleitung . . . . .	8
2. Geologischer Rahmen . . . . .	8
3. Baugeologische Vorarbeiten der Sperrenstelle . . . . .	13
4. Aufnahme der Sperrenaufstandsfläche und deren Beurteilung . . . . .	14
5. Zu den Injektionen . . . . .	17
6. Literaturnachweis . . . . .	18

## Zusammenfassung

Für das zwischen den Jahren 1975 und 1978 ausgeführte Projekt KW Sölk der „Steirischen Wasserkraft- und Elektrizitäts-AG“ Graz wurden umfangreiche geologische bzw. baugeologische Aufnahmen und Untersuchungen durchgeführt. Hier wird im speziellen auf die Felsaufnahme und -beurteilung der Sperrengründungsfläche eingegangen. Ferner werden die Maßnahmen zur Felsvergütung (Injektionen) im Sperrbereich kurz beschrieben.

### 1. Einleitung

Das Kraftwerk Sölk der „Steirischen Wasserkraft- und Elektrizitäts-AG“ (STEWEAG), mit einem Jahresarbeitsvermögen von 221 Mio kWh und einer Leistung von 61 MW ist derzeit die oberste Wasserkraftstufe des steirischen Ennsraumes. Einen ersten topographischen Überblick der einzelnen Bauwerke samt dem 20 km Stollennetz zeigt der Lageplan der Abb. 1.

Das Hauptbauwerk, die Sperre im Großsölkbach ist als zweifach gekrümmte Bogenmauer (Kuppelmauer) mit einer Maximalhöhe von rund 39 m und einer Kronenlänge von 128 m ausgebildet (Projektant: TAUERNPLAN Salzburg). Die Untergrundabdichtung wurde mit einem vertikalstehenden, bis 23 m tiefen Injektionsschleier erreicht. Die Abb. 2 gibt in skizzenhafter Darstellung einen Querschnitt durch das Sperrbauwerk wie auch die Lage in der Grundrißdarstellung (Lageplan) wieder. Zwischen 1975 (erste geologische Vorarbeiten) und 1978 (Inbetriebnahme des Kraftwerkes) wurden für das Kraftwerksprojekt Sölk der STEWEAG umfangreiche geologische und baugeologische Erkundungs- und Aufnahmsarbeiten durchgeführt. Neben Begutachtungen des Speicherraumes, Stollenkartierungen, Bohraufnahmen und Beratungen bei diversen Gründungsfragen lag ein besonderer Schwerpunkt der Betreuung in der geotechnischen Aufnahme, der Dokumentation und der Beurteilung der Aufstandsfläche der Bogenmauer.

Der Direktion, der Bauabteilung und der Bauleitung KW Sölk der STEWEAG möchte ich an dieser Stelle für die stets gute Zusammenarbeit und für die großzügige Beistellung verschiedener Planbeilagen meinen Dank sagen. Weiteren Dank möchte ich aber auch dem Altmeister der Baugeologie, Herrn Prof. Dr. E. CLAR aussprechen, der bei zahlreichen gemeinsamen Begehungen und Besprechungen immer gerne bereit war, mir seine große Erfahrung und seine so wichtigen, praxisnahen Überlegungen mitzuteilen.

### 2. Geologischer Rahmen

Das Kraftwerk Sölk liegt geologisch im Ostabschnitt des Altkristallins, in jenem metamorphen Gesteinskomplex, den SUESS, E. 1909 als „Muralpen“ bezeichnete.



Abb. 1 : Gesamtübersicht des Kraftwerkes Sölk.



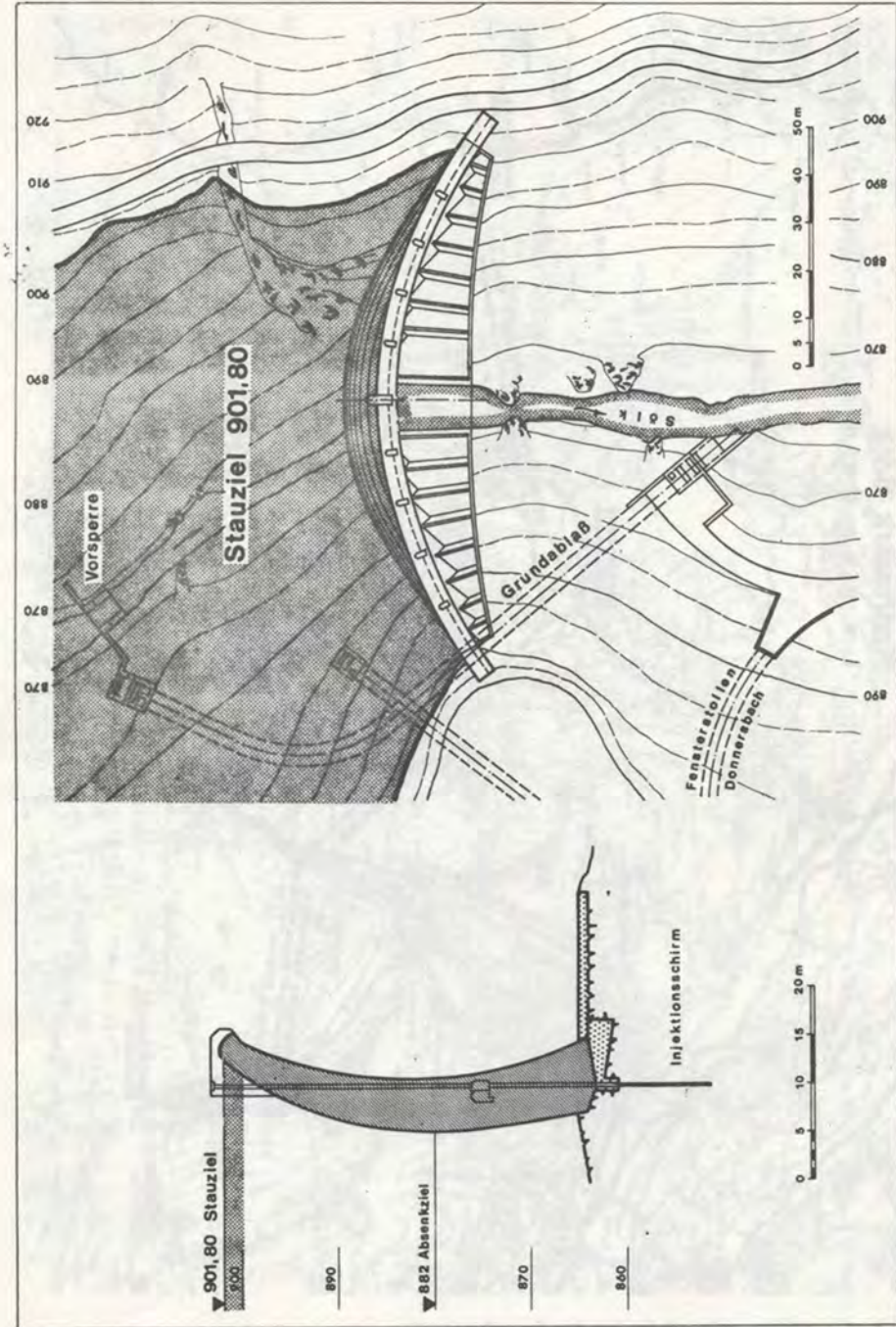


Abb. 2 : Ausbildung der Bogenmauer und Lageplan der Sperre.

KOBER, L. 1938 hat diesen Kristallinabschnitt östlich der Hohen Tauern nochmals in die nördlichen, mesozonal metamorphen „Muriden“ und in die südlichen, hangenden und meso- bis katazonalen „Koriden“ untergliedert.

Die Bauwerke wie auch das Einzugsgebiet des Kraftwerkes Sölk liegen in den Nordausläufern der Niederen Tauern und somit geologisch gesehen in der Nordwestecke der Muriden. Gegen Norden hin wird dieses Kristallin, etwa im Bereich der Ennstal- furche von schwach metamorphen paläozoischen Gesteinen der Grauwackenzone bzw. den Nördlichen Kalkalpen überlagert. Im Westen, annähernd der Linie Hochwurzen–Steirische Kalkspitze folgend, liegt dieses mittelostalpine Kristallin (CLAR, E. 1965: Basis des Oberostalpins) den Phylliten, Quarziten und Karbonatgesteinen des Unterostalpins auf. Der Gesteinsaufbau der Niederen Tauern ist recht einfach. Im Liegenden finden wir Granitgneise, Migmatite, Ortho- und Hornblendegneise, die von einem mächtigen Glimmerschieferpaket („Wölzer Glimmerschiefer“) überlagert werden. Dieser Schiefergruppe folgt zum Hangenden eine karbonatreiche Abfolge, die je nach ihrem lokalen Auftreten als „Sölker-“, „Gumpenecker-“ oder „Bretsteinmarmore“ zusammengefaßt werden. Die Stellung der am Nordrand der Glimmerschiefergruppe eindeutig tektonisch aufliegenden Phyllite („Ennstaler Phyllite“) und Grünschiefer ist nicht eindeutig geklärt. METZ, K. 1953 sieht in diesem Phyllitzug eine nach Westen, im Streichen fortgesetzte Serie der höher metamorphen Grauwackenschiefer der steirischen Grauwackenzone, FRITSCH, W. 1953 beschreibt hingegen die Grenze der Phyllite/Glimmerschiefer als eine einst primäre, d. h. sedimentär-stratigraphische, aber auch tektonische. Eine spätere Deformation und Metamorphose hat dabei den Südbereich gegenüber dem Norden stärker verformt und höher metamorphosiert.

FRITSCH erkannte – wie dies später BECKER, L. P. 1973 auch bestätigen konnte – eine allmähliche Abnahme der Metamorphose vom Süden gegen Norden. In alpidischer Zeit wurden als Folge des nordgerichteten Deckenschubes die Phyllite und der nördliche Teil der Wölzer Glimmerschiefer von einem intensiven, in Ost-West streichenden und meist steil gegen Norden einfallenden Planargefüge überprägt. Diese Umscherungs- tektonik wurde im Grenzbereich beider Gesteinsgruppen von einer retrograden Metamorphose in Grünschieferfazies (Diaphthorose) begleitet.

Die Geologische Karte (Abb. 3) zeigt die Gesteinsverhältnisse zwischen Stein a.d. Enns und dem Mittellauf des Großsölkbaches. Im Norden dominieren die dunklen, feinkörnigen Phyllite mit Einschaltungen mächtiger Grünschieferzüge (Chloritphyllit, Epidotchloritschiefer). Serizitquarzite und Karbonatgesteine, wie z. B. feinkörnige, graue bis feingebänderte Marmore mit wechselndem Serizitgehalt, sind im Komplex der Ennstaler Phyllite selten. Das Streichen ist generell Ost-West gerichtet bei mittlerem bis steilem Nordeinfallen. Besonders die quarzreichen Lagen und reinen Quarz- bändchen in den Phylliten wie auch Grünschiefern weisen auf eine intensive Scherfältelungstektonik hin. Die Achsen dieser Falten dominieren in der Ost-West Richtung. Je nach ihrer quantitativen Mineralverteilung können die Hauptgesteinstypen der Wölzer Gruppe wie folgt bezeichnet werden: Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer, Chloritglimmerschiefer, quarzitischer Glimmerschiefer und Granatglimmerschieferdiaphthorite. Vornehmlich in den höheren Teilen der Glimmerschiefer treten helle, grobkristalline aber auch feinkörnige, graue und blaugraue Marmore auf. Im allgemeinen sind es Kalzitmarmore, Dolomite, wie im Bereich des Gumpeneck. Sie sind aber nur von untergeordneter Bedeutung.

In den Glimmerschiefern, aber auch in den Marmoren ist im Südbereich noch das ältere, großwellige Faltengefüge gut erkennbar, das gegen Norden hin immer stärker



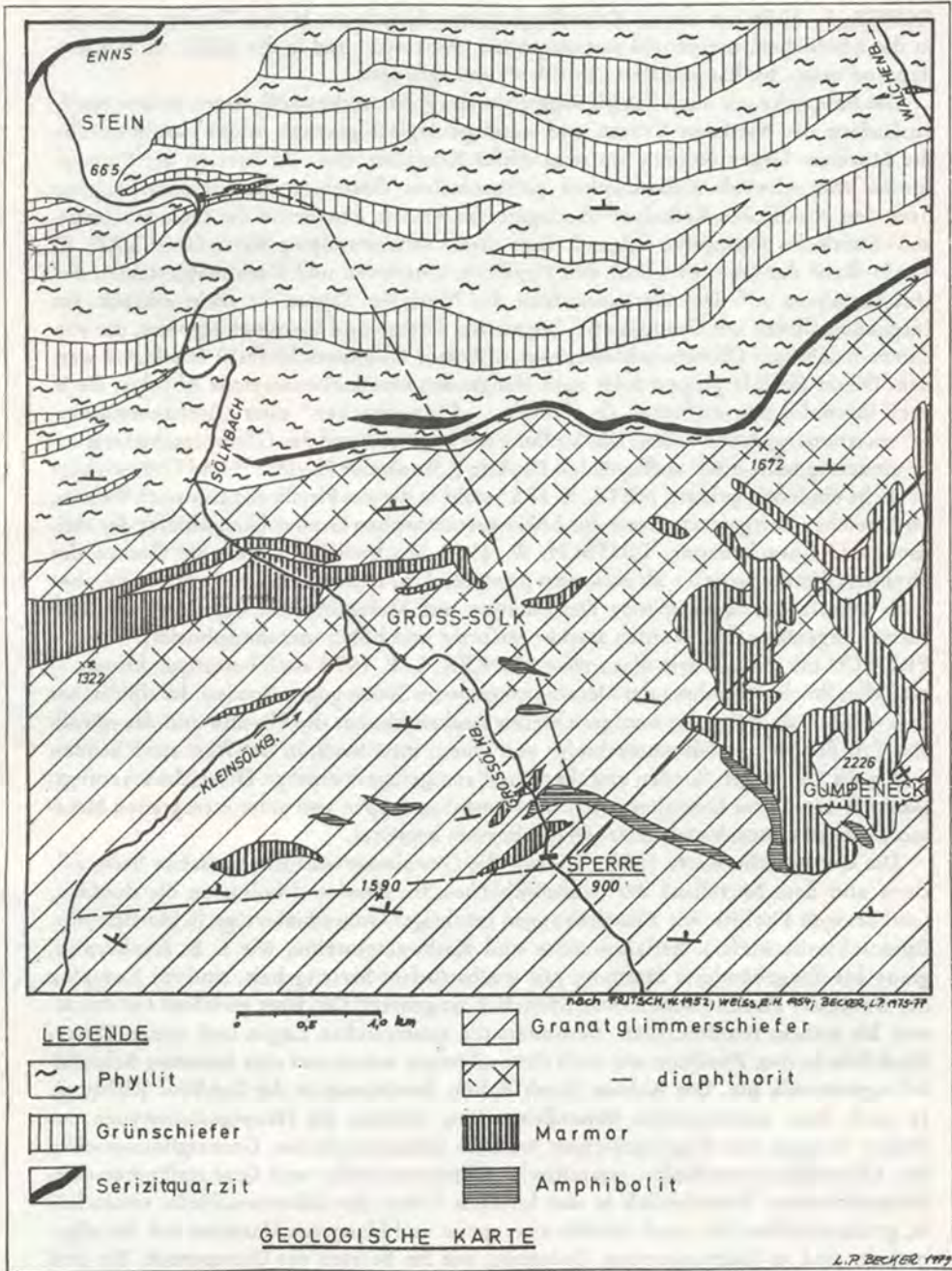


Abb. 3 : Geologische Karte des Kraftwerkbereiches.

L.P. BECKER, 1977

von der bereits beschriebenen Umscherungstektonik erfaßt und überprägt wird. Die dominierende Achsenrichtung ist auch hier Ost-West, wobei eine leichte Tendenz zu flachem Osteinfallen erkennbar ist.

Untergeordnet treten in den Schiefen noch helle Quarzite, Amphibolite und Garbenschiefer auf.

### 3. Baugeologische Vorarbeiten der Sperrenstelle

Im Spätsommer 1975 wurde — nachdem von E. CLAR die erste Kartierung (Maßstab 1:500) des Sperrenbereiches vorlag — mit den Detailaufnahmen der Sperrenstelle begonnen. Die Kartierung erfolgte auf Planunterlagen mit Maßstab 1:200. Es wurde zunächst eine reine Aufschlußkarte erstellt, in der aber unter Heranziehung der laufenden Bohrungen zusätzlich versucht wurde, mittels Felshöhenschichtlinien (Abstand 5 Höhenmeter) die vermutliche Felsoberfläche darzustellen (Beil. 1).

Das Gestein der Sperrenstelle ist ein mehr oder minder quarzreicher bis quarzitischer Granatglimmerschiefer der „Wölzer Glimmerschiefergruppe“. Die Lagerungsverhältnisse der Schieferungsflächen (s-Flächen) sind im dargestellten Kartierungsgebiet recht einheitlich, es liegt ein Ost-West bis schwaches Ost-südost-Westnordwest Streichen mit sehr steilem bis saigerem Einfallen vor. Die durchwegs dem Streichen der s-Flächen folgenden B-Achsen (Achsen von Scherfältelungen im cm-dm-Bereich) liegen sehr flach, nur einzelne zeigen Abtauchwinkel von maximal  $25^\circ$ .

Zu Beginn der Kartierung wurde der Gesamtbereich in einzelne Teilbereiche aufgliedert, doch zeigte sich dies später als überflüssig, da der gesamte Sperrenbereich gefügetektonisch als ein Homogenbereich anzusprechen ist.

Fünf charakteristische Kluftscharen (Beil. 1) konnten vorerst herausgearbeitet werden (K 1 bis K 5), wobei ihre Bedeutung und Häufigkeit mit fortlaufender Nummerierung abnimmt. Die am deutlichsten hervortretende K-Flächenschar ist zweifellos K 1, ein Ost-West streichendes, steil bis saiger stehendes System, das parallel der Schieferung liegt und diese nicht selten aufreißt (Öffnungsweite von einigen mm bis klaffend). Der Durchtrennungsgrad dieser Hauptklüftung kann durchschnittlich mit  $\kappa = 1$  angegeben werden, der Kluftabstand  $d$  schwankt je nach Aufschluß zwischen 20 und 150 cm.

Eine nicht minder bedeutsame Kluftschare ist K 2, die annähernd senkrecht zu K 1 steht (Nord-Süd Streichen mit Saigerstellung). Sie bildet die steilen, Nord-Süd verlaufenden Felsböschungen an Straßenanschnitten und im Klammereich aus. Der Kluftabstand dieser Schare schwankt zwischen  $d = 30$  bis 150 cm bei einem  $\kappa$ -Wert von 0,5 bis 0,8.

Eine der K 2 im Streichen gleichgerichtete Kluftschare, jedoch mit flacherem E Einfallen (zwischen  $20$  und  $60^\circ$ ) ist K 3, deren Abstände um 50 bis 100 cm schwanken. Der mittlere Durchtrennungsgrad liegt um 0,5, die Klüfte selbst sind geschlossen, die Wandungen rauh bis verzahnt.

In einzelnen Aufschlüssen konnten noch zwei weitere K-Scharen eingemessen werden, die jedoch für den Gesamtbereich eher eine etwas untergeordnete Bedeutung besitzen dürften. K 4 streicht um Nordost-Südwest mit einem mittleren SE Fallen von  $45^\circ$  ( $d = 30-150$  cm,  $\kappa = 0,5$ ) und K 5 um N-S mit einem sehr flachen westlichen Einfallen um  $25^\circ$  ( $d = 30-150$  cm,  $\kappa = 0,8-1,0$ ).

Die wohl markanteste Trennfläche ist eine in Ost-West gerichtete und saiger bis sehr steil gegen Nord einfallende Störungsfäche bzw. -band. Die Breite

des Zerrüttungsstreifens schwankt zwischen 30 und 100 cm und führt durchwegs Mylonit und feines Gesteinszerreibsel als Zwischenmittel. Partienweise sind diesem Füllmittel cm-mächtige, feuchte Lettenbändchen eingeschaltet. In den höheren Flankenbereichen kann sich die Mächtigkeit des Störungsstreifens auf wenige cm reduzieren.

Zu den in der Beilage 1 dargestellten Linearen wäre noch zu ergänzen, daß diese meist auf den K 2 und K 3-Flächen beobachtet werden konnten und zwar vornehmlich als Rutschstreifen.

Nach Schlägerungsarbeiten und Lockermassenabtrag im Sperrbereich (Abb. 4 a, b), wurde im Juni 1976 ein der neuen Morphologie angepaßter Lageplan im Maßstab 1:200 angefertigt, in den die von der Tauernplan vorgegebenen radial angeordneten Sperrprofilsschnitte eingetragen wurden. Die Schnittlinien (1 bis 9) stellen gleichzeitig die Grenzlinien jener 8 Gefügeteilbereiche dar, wie sie in der Beilage 2 wiedergegeben wurden.

Das Diagramm des Bereiches 1/2 zeigt bereits sehr klar die Auflösung des schon bekannten Kluftsystems. K 6, 7 und 8 konnten bei dieser Detailaufnahme als weitere, aber sehr selten auftretenden Kluftscharen erkannt werden.

#### 4. Aufnahme der Sperrenaufstandsfläche und deren Beurteilung

Im April 1977 wurde, nachdem ein Großteil der Aushubarbeiten zur Sperrrengründung beendet war (Abb. 5 a, b), mit den speziellen Felsaufnahmen begonnen. Da es sich im direkten Sperrbereich petrographisch um einen recht einheitlichen Fels, einem massigen quarzitischen Granatglimmerschiefer mit reichlich Quarzbändern und -knauern handelt, wurde eine besondere Aufmerksamkeit den lokal auftretenden, stärker schiefrigen bis blättrigen Partien, wie auch den klaffenden oder mit Lockermaterial gefüllten Kluft- und Störungsflächen geschenkt.

Zur genaueren Orientierung wurden in den Felsankern folgende Linien markiert (Abb. 6): die beiden äußeren Verschneidungslinien Fels/Beton, die Innenachse und die insgesamt 66 senkrecht dazu stehenden Profillinien. In die im Maßstab 1:100 gezeichneten Profilschnitte wurden sämtliche Gefügeelemente eingetragen, außerdem wurden auf dem Fels mit roter Farbe jene Stellen markiert, die noch einer Nachbehandlung bedurften. So wurden Blöcke, die etwa 40–50 cm über der theoretischen Aushubfläche herausstanden mit einem Kreuz gekennzeichnet.

Feinblättrige Zonen wurden punktiert, sie mußten anschließend soweit ausgeputzt werden, bis alle lockeren Gesteinsblätter entfernt waren. Unmittelbar vor den Betonierarbeiten wurde der betroffene Felsbereich nochmals abgenommen, mittels Wasserstrahl staubfrei gemacht und zum Betonieren freigegeben.

In gleicher Weise wurden auch die späteren Gefügeaufnahmen und Felsbeurteilungen für den luftseitig anschließenden Kaskadenbereich durchgeführt. Insgesamt 48 Querprofile wurden hier aufgenommen. In Beilage 3 ist das wichtigste Kluft- und Störungsgefüge (Streichrichtungen) als Ergebnis aller Profilaufnahmen zusammengefaßt. Etwa 6 m nördlich der Störung 1 konnte in der linken Flanke – bedingt durch die neuerliche Felsfreilegung – eine weitere Störungszone (Störung 2) ausfindig gemacht werden, die, wenn auch nicht so ausgeprägt wie Störung 1, annähernd gleiche Lagerung und Zerrüttungserscheinungen zeigte.

Besonders interessant, ein wenig auch überraschend, war die lokal sich ändernde Ausbildung dieser Störungen. In den höheren Hangzonen, wie schon kurz angedeutet, betrug die Störungsweiten wenige cm bis einige dm, waren mit Mylonit oder Grus



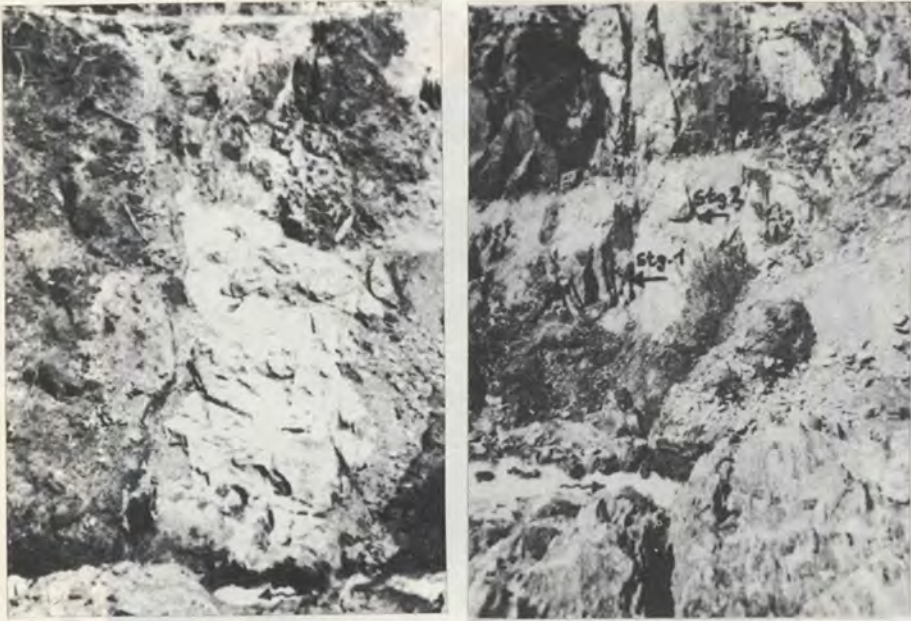


Abb. 4 a, b: Rechte und linke Sperrenflanke nach Lockergesteinsabtrag (Juni 1976).

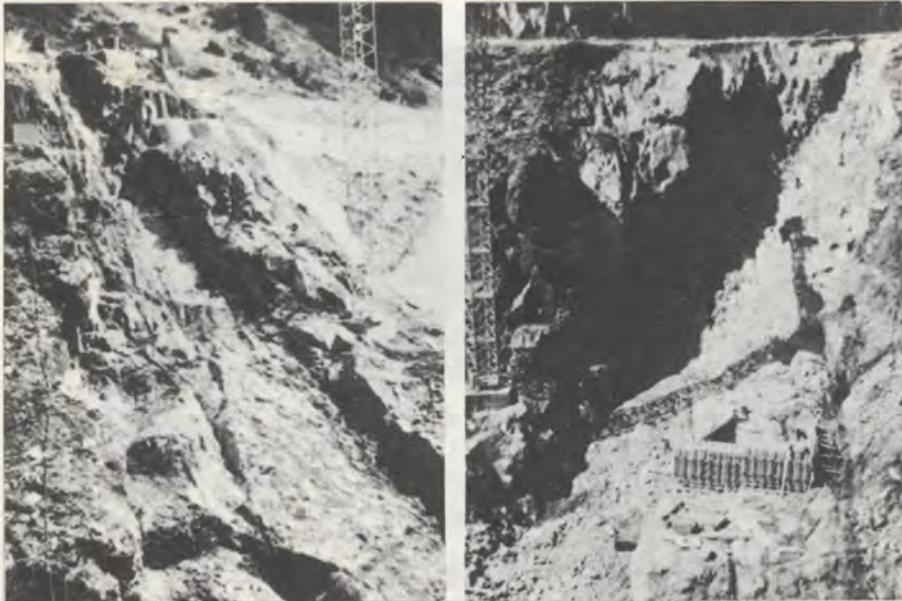


Abb. 5 a, b: Rechte und linke Sperrenflanke nach Felsaushub (April 1977). In der rechten Flanke ist der treppenförmige Abtrag für die Kaskaden erkennbar (April 1977).



Abb. 6 : Blick in die rechte Flanke mit den Markierungen  
zwischen den Profilen 1–11



Abb. 7 : Störung 1 im Bachbettbereich, Öffnungsbreite unten etwa 2 m.

gefüllt. In einigen Teilbereichen konnten sie nur durch eine max. 10 cm breite stärkere Schiefrigkeit im sonst massigen Fels ausgemacht werden. Zur Talsohle hin verbreiterten sich die Abstände der Störungswandungen, das Füllmaterial bestand dann neben Feinkornkomponenten vorwiegend aus dünnen Glimmerschieferblättern und grobscharigem Schieferblockwerk. Im Taltiefsten öffneten sich die Wandungen (Abb. 7) sprunghaft zu mehreren m breiten, kesselartigen Ausweitungen, deren Zentren 5 m (Stg. 1) bzw. 9,5 m (Stg. 2) tiefe Auskolkungen zeigten.

Entgegen den bekannten Beispielen glazialer Strudellöcher, wonach der Kesselquerschnitt häufig in Richtung des Gletscher- bzw. Wasserfließens eine Ausweitung erhält, liegt hier – bedingt durch das leicht ausräumbare Füllmaterial der querverlaufenden Störungszone – der umgekehrte Fall vor.

### 5. Zu den Injektionen

Um in der Fuge Beton/Fels eine ausreichende Verbundwirkung zu erreichen, wurden an kritischen Stellen **K o n t a k t i n j e k t i o n e n** durchgeführt. Während der letzten Felsaufnahme wurden die Bohransatzpunkte für diese Injektionen am Fels markiert, wobei die Auswahl nach folgenden Kriterien erfolgte: Vorhandensein stärker geschieferter Bereiche (blättrige Zonen), in Störungszonen und an Kreuzungspunkten mehrerer Kluftflächen, wenn dort leichtes Auflockerungsgefüge vorhanden war. Weitere systemmäßig angeordnete Kontaktinjektionen wurden auch unmittelbar über den Bohrungen des vorher ausgeführten Dichtungsschirmes gesetzt, da beim Injizieren der oberste Packer 1 m unter der Felskante ansetzte. Die beiden im Kaskadenbereich liegenden „Mühlen“ und deren Randbereiche wurden mit insgesamt 59 Kontaktinjektionen bestückt.

Die Bohrlochtiefen für die Kontaktinjektionen betragen im allgemeinen 1 m, in den Störungszonen wurden fallweise größere Teufen gewählt. Die in das Bohrloch eingesetzten Metallrohre wurden bis zur Luftseite verlegt und nach dem Aufbringen der ersten Betonschicht wurde mit dem Abpressen (2,5 atü) begonnen. Von den 164 Bohrungen wurden insgesamt rund 7500 kg Injiziergut aufgenommen, was einer Aufnahme von 45,7 kg pro Injektion entspricht. Um die Dichtigkeit des Schirmes überprüfen zu können, wurden vor dessen Herstellung sieben Testbohrungen abgeteuft um mittels Wasserabpressversuchen den Fels auf seine Durchlässigkeit zu untersuchen (Beil. 4). Die WD-Prüfungen wurden in den bis max. 24 m tiefen Rotationsbohrungen (66 mm) zu jeweils 5 m Passen durchgeführt, wobei mit Druckstufen von 2,5 – 5,0 – 7,5 – 10,0 atü gearbeitet wurde. Die beim Maximaldruck von 10 atü gemessenen Wasserverluste wurden auf die **L u g e o n**-Einheit (l/m/min) umgerechnet. In der Beilage 4 sind die erreichten Werte feldermäßig (Schrägschraffur) dargestellt. Die Höchstwerte lagen um 6 Lugeon, und zwar – wie zu erwarten war – in den oberen Passen, bis etwa 10 m unter der Felskante. Die Werte tieferer Teufen schwankten zwischen 0,5 und 3 Lugeon.

Insgesamt 39 Schlagbohrungen (56 mm) wurden für den **D i c h t s c h i r m** niedergebracht, die Bohrabstände betragen in der Regel 4 m. Im Bereich der Störung 1 wurden geringe Abstände gewählt. Die Bohrtiefen schwankten zwischen 7 m in den höchsten Flankenbereichen und 23 m in der Sperrenmitte. Um den etwa 20 m unter der Felsoberkante der rechten Flanke liegenden Umleitungsstollen (Grundablaß), wurde mit insgesamt 12 Stück Injektionsbohrungen (10 m Länge in radialer Anordnung) eine zusätzliche Dichtebene geschaffen. In die rund 862 lfm Bohrungen wurden 24 t



Injektionsgut verpreßt, was einem Mittelwert von 28 kg/lfm entspricht.

Nachdem die Injizierarbeiten des Dichtungsschirmes abgeschlossen waren, wurde mittels Kontrollbohrungen die Dichtheit des Schleiers überprüft. In 6 Bohrlöchern (Schlagbohrungen, 56 mm) wurden nach dem oben beschriebenen Verfahren WD-Prüfungen durchgeführt, die sehr deutlich die Wirksamkeit der Abdichtung dokumentieren. Angestrebt wurde ein Wert um 1 Lugeon, ein Wert, der im europäischen Raum als Grenzwert der zulässigen Felsdurchlässigkeit erlaubt ist. Mit Ausnahme einer Strecke in K 5 (1,1 L) lagen sämtliche übrigen Werte zwischen 0 und 0,45 L, womit der Schirm als ausreichend dicht anzusprechen ist.

Mitte Juli 1978 wurde der erste Vollstau erreicht.

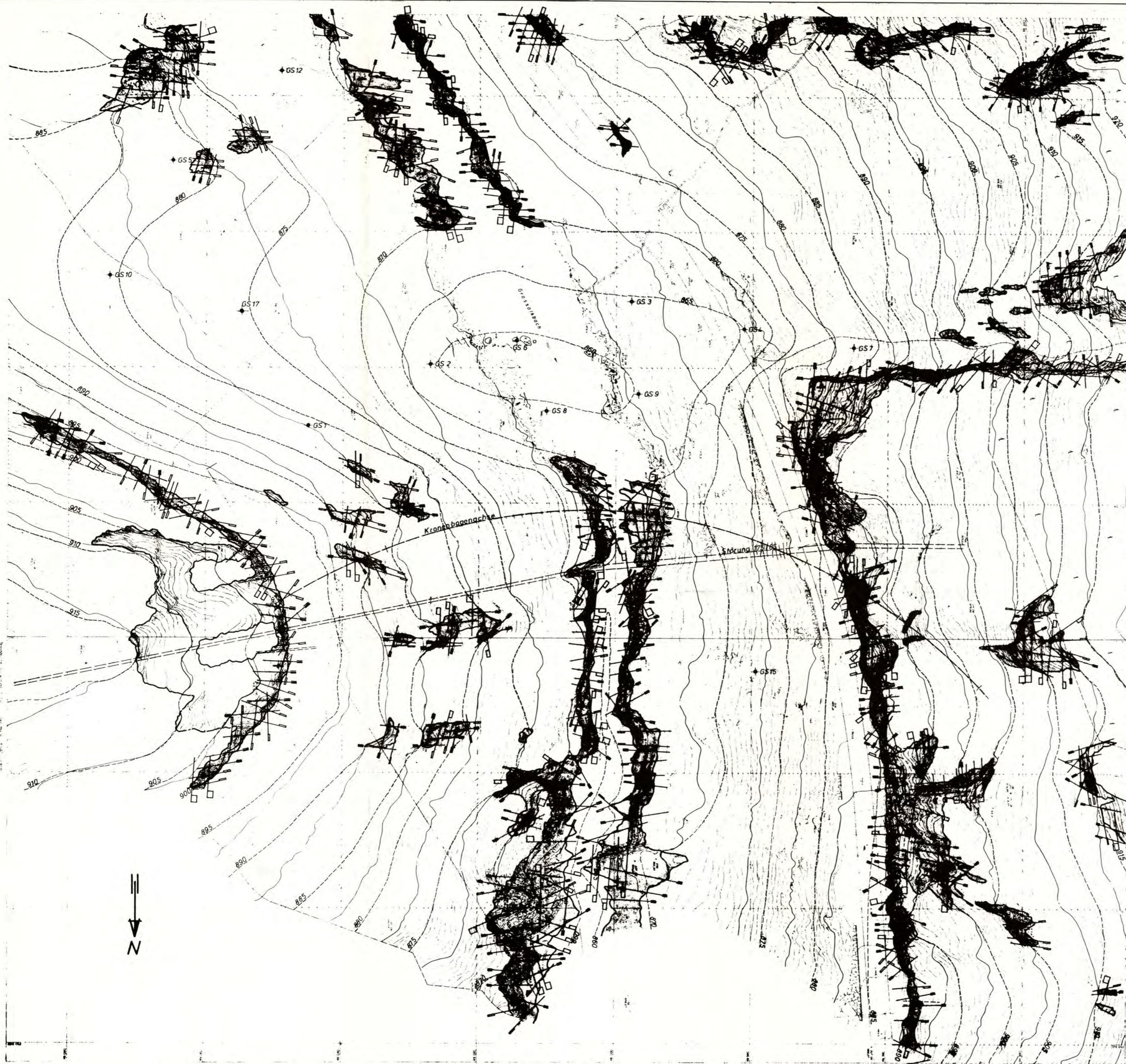
## 6. Literaturnachweis

- BECKER, L. P., 1973: Die Geologie des Gebietes um das Bauleiteck-Sübleiteck, Schladminger Tauern/Steiermark. — Mitt. natw. Ver. Steiermark, 103, 49–58, 3 Abb., Graz.
- CLAR, E., 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. geol. B.-A., Sdh. G, 11–35, 2 Abb., 4 Taf., Wien.
- FRITSCH, W., 1953: Die Gumpeneckmarmore (S. 1–12). Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern (S. 13–19). — Mitt. Mus. Bergb. Joanneum, 10, 1–19, 1 Kt., Graz.
- KOBER, L., 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer).
- METZ, K., 1953: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. geol. Ges. Wien, 44 (1951), 1–84, 2 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien.
- SUESS, E., 1909: Das Antlitz der Erde. — 3. Band, 789 S., 78 Abb., 9 Taf., 6 Kt., Wien—Leipzig (Ternsly-Freytag).



**SPERRE GROSS-SÖLK**  
Felsaufschlusskarte

L.P. Becker, September 1975



**LEGENDE:**

- anstehender Fels: quarzitischer Granatglimmerschiefer
- stark zerscherter Granatglimmerschiefer

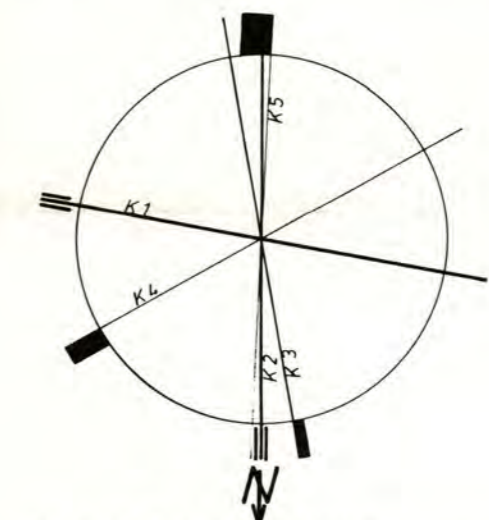
**STREICHEN/FALLEN DER SCHIEFERUNGSFLÄCHEN:**

- steil
- seiger
- Faltenachse
- Bohransatzpunkt
- konstruierte Felshöhenlinien

**KLÜFTUNG:**

- flach (-söhlig)
- mittel
- steil
- seiger
- Störung (mit Mylonit und tekton. Grus als Zwischenmittel)

**DARSTELLUNG DER HAUPTKLÜFTSCHAREN:**



Bemerkung: Strichstärke des Streichens nach Häufigkeit der jeweiligen Klüftscharen

- K1: d=20-150 cm (Klüftabstand)  $\alpha=1.0$  (linearer Durchtrennungsgrad)
- K2: d=30-150 cm  $\alpha=0.5-0.8$
- K3: d=50-100 cm  $\alpha=0.5$
- K4: d=30-150 cm  $\alpha=0.5$
- K5: d=30-150 cm  $\alpha=0.8-1.0$



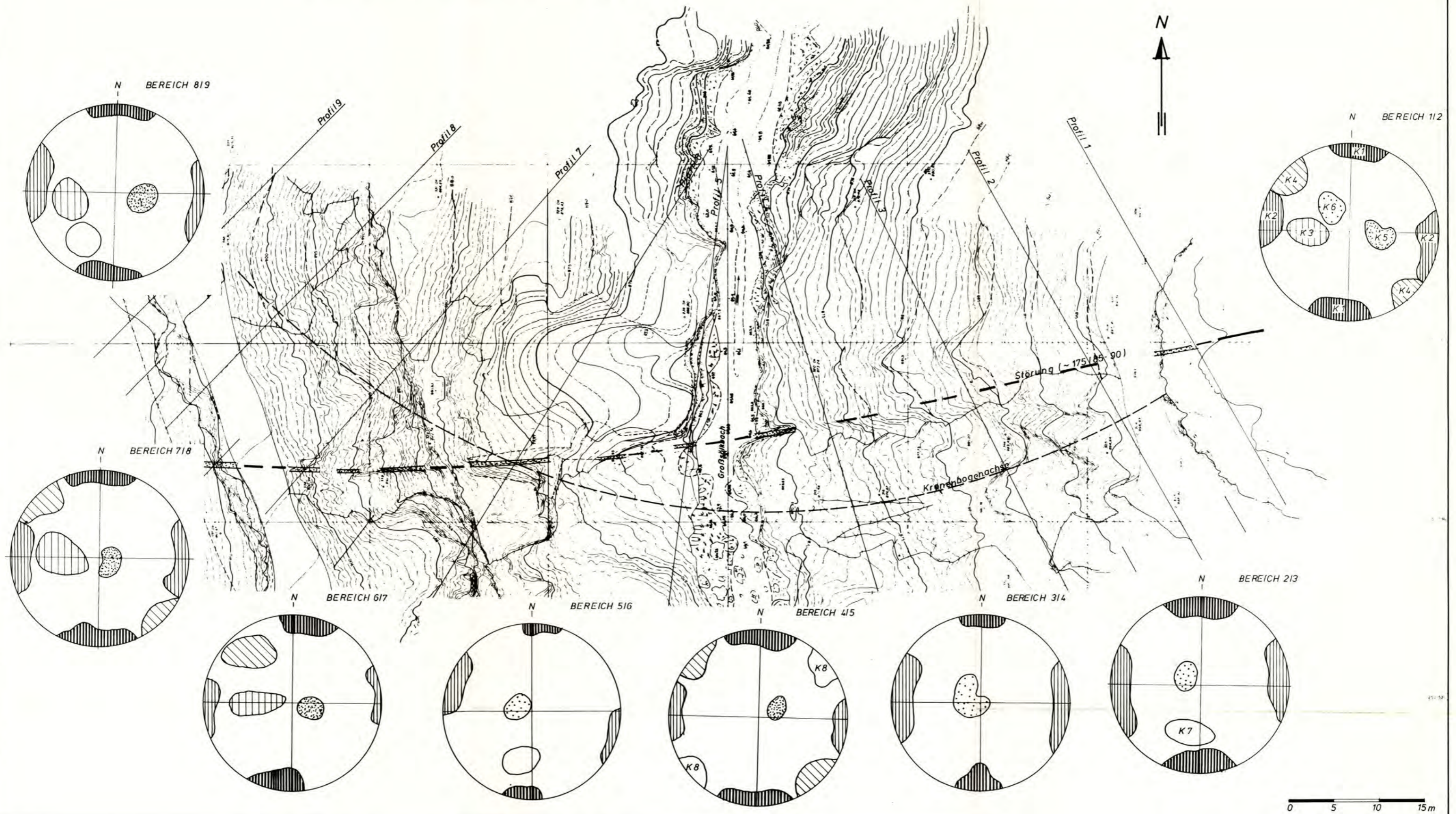


# SPERRE GROSS-SÖLK

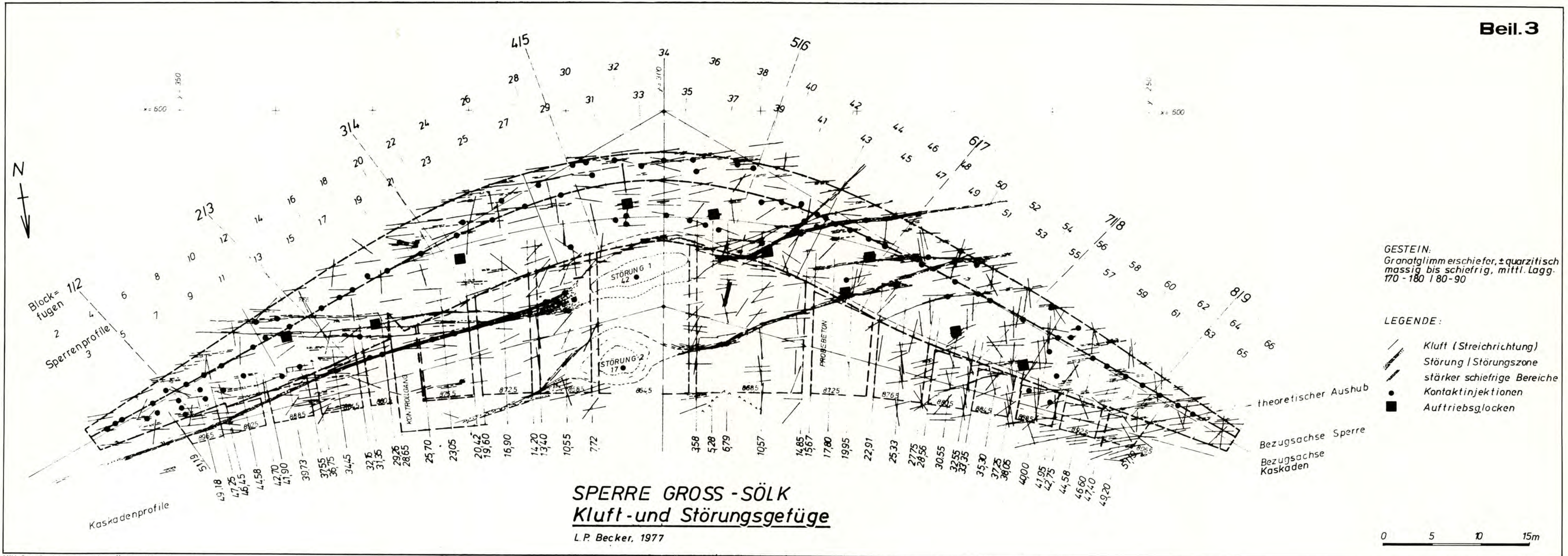
# Gefügediagramme-Sperrenaufstandsfläche

L.P. Becker, Juni 1976

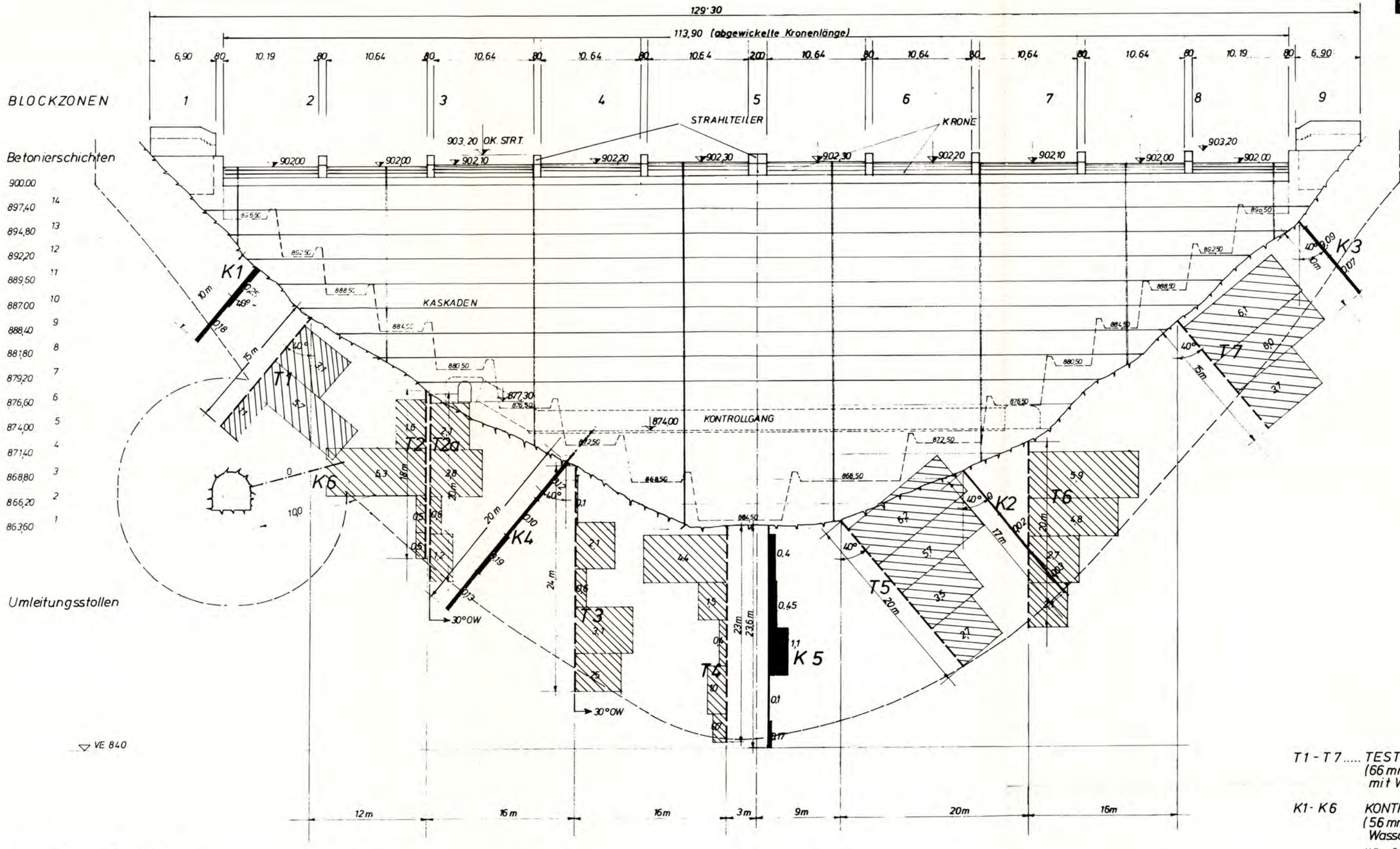
Beil. 2









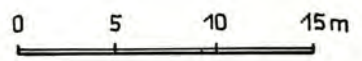


T1 - T7 ..... TESTBOHRUNGEN  
(66 mm Rotationsbhrng.  
mit Wasserabpreßvers.)

K1 - K6 KONTROLLBOHRUNGEN  
(56 mm Schlagbohrung,  
Wasserabpreßvers.)

K5 ..... Schwimmlochbohrung  
K6 ..... Kontrollbohrung Dicht-  
schirm Umlenstollen

Wasserabpreßversuche: Angabe der Werte in Lugaon (L/m/min)  
Druck bei der 1. Passe max. 7.5 atü  
beiden weiteren Abdruckpassen max. 10 atü.



Erd- und Schuttströme im Gschlifgraben  
bei Gmunden am Traunsee (O. Ö.)  
Zur Geologie, Entstehung, Entwicklung und Sanierung

von

P. BAUMGARTNER

8 Abb., Beil. 5

Anschrift:  
Dr. Peter Baumgartner  
Büro für Bau-, Hydro- und Theoret. Geologie  
Im Winkl 7  
4801 Traunkirchen

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	27	S. 19–38	Wien, März 1981
---------------------------------------	----	----------	-----------------



## Inhaltsverzeichnis

1. Summary . . . . .	20
2. Zusammenfassung . . . . .	21
3. Anlaß . . . . .	22
4. Historischer Überblick . . . . .	23
5. Zu Geologie und Tektonik . . . . .	23
5.1 Zu den geologischen Ursachen der Erd- und Schuttstromtätigkeit . . . . .	24
6. Niederschläge allgemein . . . . .	24
7. Niederschläge im 19. Jahrhundert . . . . .	24
8. Einzugsgebiete . . . . .	25
9. Profiltypen potentieller Massenverlagerung und deren Aktivierung . . . . .	28
10. Beschreibung der gschiebeliefernden Erosionsherde . . . . .	29
10.1 Reißete Schütt . . . . .	29
10.2 Bereich der Eozän-Rippen . . . . .	30
10.3 Grauer Graben . . . . .	30
10.4 Bereich der roten Serie . . . . .	30
10.5 Blockschutthaldden . . . . .	30
11. Abtransport der entfestigten Gesteine . . . . .	31
11.1 Aussehen der Erdströme . . . . .	31
11.2 Form der Erdströme . . . . .	31
11.3 Geschwindigkeit der Erdströme . . . . .	31
12. Zu Massentransport und Geschiebebilanz . . . . .	34
13. Karte der Erosionsgefährdung . . . . .	36
14. Forschungsarbeiten im Gschlieffgraben seit 1976 . . . . .	36
15. Zu den Sanierungsmaßnahmen . . . . .	36
16. Nachwort . . . . .	37
17. Literatur . . . . .	37

## 1. Summary

Near the geological border between the Northern Limestone Alps and the Flysch Zone in the Northern Salzkammergut (Upper Austria) lies the Gschlieffgraben valley system on the east shore of the lake Traunsee.

The special phenomena of the area are, beside the geological position as a window of Helveticum under the Flysch Zone, ten earth streams flowing similar to glaciers. Their substratum, a clayey matrix, mixed with wood and pieces of rocks, is formed after destroying the plant cover and the following deconsolidation of the outcropping clay schists and marls.

These processes and the forming of cracks and the weathering of rocks are caused and promoted by the following factors:

a) vegetation:

„pitching“ of grown out pines (flat root plate), clear fellings

b) climate:

high precipitation because of the geographic position on the northern border of the Alps (stagnation north of the Traunstein), föhn area

c) rocks:

extremely stressed by tectonics, clayey soils; impervious to water

For the going on of the retrogressive erosion first of all the precipitation, falling di-

rectly over the Gschlifgraben is responsible, because there is not a big catchment area.

The slope water flows, leading to the development of a flow sheet on the clay-marly rocks, could only be observed on one level. It seems, that by draining the slope water flows before they reach the erosion areas an essential reduction of erosion activity could be effected.

One of the most important problems in the Gschlifgraben area – as has been pointed out repeatedly – is to change the wood economy to a low forest system. This seems to be all the more necessary, as since 1972 an increasing development of erosion points has been observed (years with high precipitation, falling of old trees in the torrent channel, clear fellings).

## 2. Zusammenfassung

An der Grenze zwischen den Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone liegt im nördlichen Salzkammergut (Oberösterreich) das Talsystem des Gschlifgrabens am Ostufer des Traunsees.

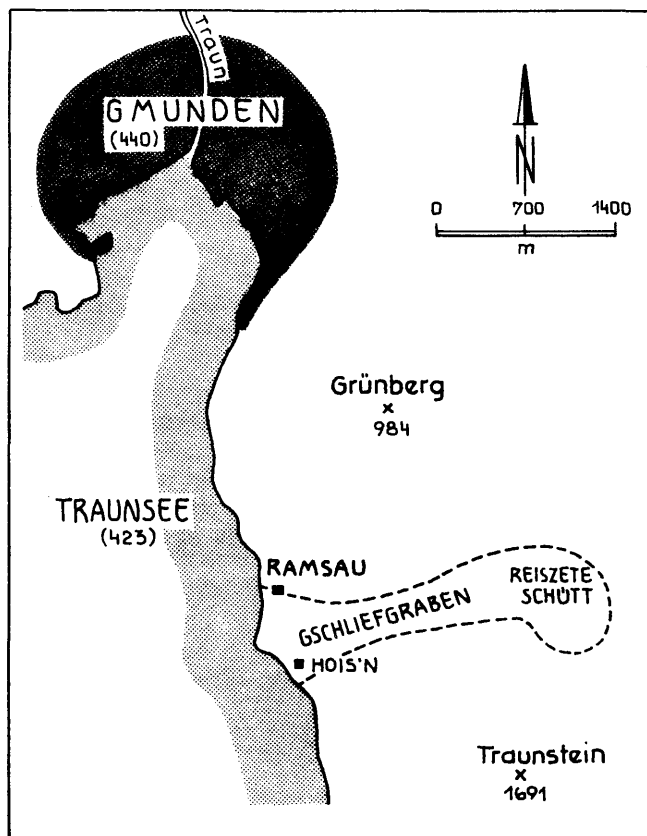


Abb. 1: Lage des Gschlifgrabens.

Die eigentlichen Phänomene des Gebietes sind, neben der geologischen Position als Fenster des Helvetikum unter dem Flysch, zehn gletscherähnlich zu Tal fließende Erdströme. Ihr Substrat, eine tonige Grundmasse mit Gesteinstrümmern und Altholz als Komponenten, wird durch Zerstörung der Pflanzendecke und nachfolgender Entfestigung der anstehenden Tonschiefer und Mergel produziert.

Die Anrißbildung und Verwitterung der Gesteine wird durch folgende Faktoren verursacht bzw. begünstigt:

- a) Vegetation:
  - Überständige (flachwurzelnde) Fichten (Stampf- und Lockerbewegung), Kahlschläge im Bannwald
- b) Klima:
  - Nordstaulage, Föhngasse
- c) Gesteine:
  - Grundgestein: tektonisch extrem beansprucht, wasserstauend
  - Lockergesteine: tonreich, wasserstauend.

Für die Aufrechterhaltung der rückschreitenden Erosion kommt vor allem der über dem Gschlifegraben fallende Niederschlag in Frage.

Die Hangwasserzüge, die auf den mergelig-tonigen Gesteinen zur Ausbildung einer Gleitschicht führen, wurden fast ausschließlich nur in einem „Stockwerk“ beobachtet. Es scheint der Schluß gerechtfertigt, daß durch die Ableitung der Wasserzüge vor deren Eintritt in die Rutschbereiche eine wesentliche Verminderung der Erosionstätigkeit erreicht werden kann.

Als eines der dringendsten Probleme stellt sich die Notwendigkeit, die Waldwirtschaft im Gschlifegrabengebiet – wie schon seit langem von verschiedener Seite gefordert – in einen Niederwaldbetrieb überzuführen. Dies scheint umso notwendiger, als seit 1972 eine sich deutlich verstärkende Anrißbildung zu beobachten ist (es waren niederschlagsreiche Jahre, es kam zum Umstürzen überständiger, nicht rechtzeitig entfernter Bäume und auch zur Anlage größerer Kahlschläge).

### 3. Anlaß

Die Aktivität der Erdströme im Gschlifegraben ist für die letzten 300 Jahre bis in die jüngste Vergangenheit durch zahlreiche Dokumente (Bilder, Schriftstücke, Karten) belegt. Die größte Beachtung finden natürlich Ereignisse, bei denen die Erdstromtätigkeit aus dem Mittellauf bis in den Traunsee vorgedrungen ist.

Die häufigen Proteste und Bitten der Anrainer führten schließlich zur Absicht der Behörden Maßnahmen gegen die Erosions- und Rutschvorgänge zu ergreifen. G. A. KOCH riet jedoch in seinem geologischen Gutachten 1892 aus wirtschaftlichen Gründen von Sanierungsmaßnahmen größeren Stiles ab.

Die seit damals drastisch veränderten Siedlungs- und Wertverhältnisse im Gefahrenbereich ließen in den letzten Jahren eine neuerliche Diskussion über eventuelle Sanierungsmöglichkeiten aufkommen.

Die vorliegende Arbeit bringt komprimiert Ergebnisse aus einer ingenieurgeologischen Dissertation (P. BAUMGARTNER 1976) über die Massenbewegungen im Gschlifegraben. Es handelt sich dabei um eine erste, grundlegende Darstellung der Massenbewegungen im Gschlifegraben und deren Ursachen auf der Basis von Langzeitbeobachtungen, Uraninversuchen, Schlagbohrsondierungen, Geschwindigkeitsmessungen, klimatischen Vergleichen und modernen Kartengrundlagen.

Auf den gewonnenen Ergebnissen basierend, konnten inzwischen weitere spezielle Forschungsarbeiten und Sanierungskonzepte aufgebaut werden.

#### 4. Historischer Überblick

Kurze Chronik der Katastrophenereignisse:

- 1664 Ein „Murgang“ schiebt das sogenannte „Harschengut“ in den Traunsee. Auslösung durch einen Felssturz in der „Reißeten Schütt“.
- 1700 Es kommt zu einem Ereignis ähnlich wie im Jahr 1664. Ein Teil des Erd- und Schuttströmekegels versinkt im Traunsee, worauf sich eine weite Bucht an dessen Stelle ausbildet.
- 1734 Verwüstung von landwirtschaftlichem Grund in großem Ausmaß.
- 1860 Rutschungen aus dem Lidringgraben.
- 1910 Ein beginnender „Murgang“ beruhigt sich wieder.
- 1955 Es kommt zur Aufschotterung des ÖAV-Campingplatzes am rechten Ufer im Mündungsabschnitt des Gschlifbaches.

Aus der mündlichen und schriftlichen Überlieferung läßt sich für die Zeit von etwa 1600 bis in die Gegenwart folgendes Bild der Vorgänge rekonstruieren: Die im Raum des „Schwemmekegels“ ansässigen Bauern wurden wiederholt von aus dem Gschlifgraben kommenden Erdströmen an Haus und landwirtschaftlichem Grund geschädigt. Für einige Ereignisse werden Kahlschläge, für andere vorausgegangene Bergstürze oder (und) extreme Niederschläge verantwortlich gemacht. In den teils eingehenden Beschreibungen durch die Geschädigten werden die Vorgänge durchwegs als relativ langsam ablaufend beschrieben.

Um 1910 erfolgten zum letzten Mal Vorstöße der Erdströme bis an bewohnte Gründe heran. Seither enden sie schon etwa 700 m vor bewohntem Gebiet. Nur 1955 erreichte die Aktivität des Gschlif wieder das Traunseeufer. Die Aufschotterung des Campingplatzes hing nicht mit der Erdstromtätigkeit zusammen. Bei einer im Herbst 1979 niedergebrachten Bohrung (Endtiefe 61 m unter Gelände) wurde im Bereich des Erd- und Schuttströmekegels u. a. lagenweise differenziertes Erd- und Schuttstrommaterial durchfahren. Ein in ca. 29 m Teufe gefundenes Holzstück weist ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $2250 \pm 80$  Jahren auf.

#### 5. Zu Geologie und Tektonik

Im Gschlifgraben bricht ein Fenster des Helvetikum auf (S. PREY, 1949 bzw. 1951). Den N-Rahmen bilden Flyschgesteine, im S sind auf der Manuskriptkarte von S. PREY Gesteine der Klippenzone und anschließend Tiefbajuvarikum ausgewiesen. Entlang der S-Grenze des helvetischen Fensters wurde der Flysch bis auf wenige Reste tektonisch entfernt.

Das Helvetikum besteht aus bunten Tonschiefern, Mergeln, Sandsteinen und Kalken der Oberkreide und des Alttertiärs. Diese sind in ihrer tektonischen Position unter den Nördlichen Kalkalpen durch die Gebirgsbildungsvorgänge hoch beansprucht.

Eine ca. Ost-West streichende, steil südfallende und eng gepreßte Faltung ist das Bauschema des Helvetikum im Gschlif. Der Verlauf einzelner dieser Faltenzüge wird durch Härtlingsrippen (z. B. Nummulitenkalk) markiert.

Es sei hier erwähnt, daß einem möglichen Einfluß allenfalls vorhandener aktueller tektonischer Vorgänge im Arbeitsbereich auf die Erosionstätigkeit im Gschlifgraben bisher noch nicht nachgegangen wurde.

Neben den Gesteinen des Helvetikum sind auch Flysch, der Nordrand der Nördlichen Kalkalpen, sowie junge und jüngste Lockergesteine (Verwitterungsprodukte von Flysch und Helvetikum, Hangschutt; Pleistozäne Hangbreccie und Moränen) in die Erosionsvorgänge mehr oder weniger mit einbezogen.

### 5.1 Zu den geologischen Ursachen der Erd- und Schuttstromtätigkeit

Der Beginn der derzeitigen Erosionsentwicklung im Gschlifgraben dürfte nach dem Abschmelzen der Lokalgletscher mit der Ausräumung der Moränen (bis auf wenige Reste) anzusetzen sein.

Die bis in kleinste Klufkörper zerlegten, tonreichen Gesteine des helvetischen Fensters liefern durch ihre leichte Verwitterbarkeit die Matrix für die Erosions- und Erdstromtätigkeit. Als mittransportierte, teils beträchtliche (bis mehrere 100 m<sup>3</sup> große) Komponenten treten Gesteine der Nördlichen Kalkalpen sowie stark verkittete Blöcke der im Osten des Grabensystems liegenden Hangbreccie auf.

Bergstürze wirken nur episodisch auf die Erd- und Schuttstromtätigkeit im allgemeinen und die Geschwindigkeit des Massentransportes im besonderen. In der Hauptsache laufen die Erosionsvorgänge relativ seichtgründig ab (siehe dazu auch Abschnitt 9).

Die Ost-West streichenden Härtlingsrippen prägen den Verlauf des Grabensystems und beeinflussen auch den Fortschritt und die Richtung der rückschreitenden Erosion.

## 6. Niederschläge allgemein

Die Häufigkeit und Menge der Niederschläge wird vom Einfluß der Nordstaulage des Gschlifgrabengebietes bestimmt. Die Staulage bewirkt die unmittelbar über dem Gschlif (= Gschlifgrabengebiet) aufragenden Traunsteinnordwände (R. MOSER 1971).

Für das Arbeitsgebiet sind hohe Niederschlagsjahressummen (bis 2500 mm), Tagessummen bis 200 mm und manchmal eine Dauer der Niederschlagsperioden bis zu 2 und 3 Wochen typisch.

## 7. Niederschläge im 19. Jahrhundert

Aus Aufzeichnungen der Wetterwarte Kremsmünster konnte für den Zeitraum von 1821 bis 1869 folgendes Diagramm der Niederschlagsjahressummen für den Raum Kremsmünster erstellt werden.

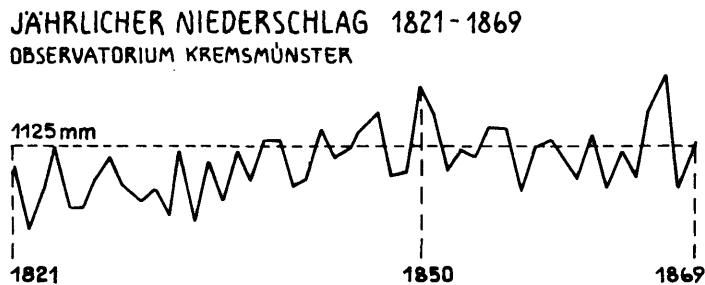


Abb. 2: Jährlicher Niederschlag im Raum Kremsmünster

Die um etwa 1840 eintretende Zunahme der jährlichen Niederschläge wirkt sich auch im Gschlifgraben mit einiger Verzögerung in Form einer verstärkten Erosionstätigkeit aus.

### 8. Einzugsgebiete

Trotz der Kleinheit des Arbeitsgebietes und der Einheitlichkeit des Phänomens der Erdströme wird die Erosion neben den direkten Niederschlägen noch durch Wasser aus verschiedenen Einzugsgebieten in Gang gehalten. Sieben Zonen ließen sich in bezug auf Einzugsgebiet unterscheiden (Abb. 3):

**Z o n e 1:** Dieser Abschnitt umfaßt die östlichsten und am höchsten gelegenen Rutschungen (rund 900 m Höhe). Mehrere Blattanbrüche, teils tätig, teils vernarbt, liegen in einem übergeordneten, muschelförmigen Becken. Entlang des Forstweges, der als westliche Grenze der Zone 1 angesehen werden kann, treten zahlreiche Quellen zutage. Auch nach längeren Trockenzeiten bleiben die Quellen aktiv (7–12 in Abb. 4).

Schon im Gutachten von G. A. KOCH (1892) wurde die Frage des Einzugsgebietes dieser Quellen aufgeworfen. Für unmöglich hält KOCH, daß das Wasser aus dem rund 1 km weiter östlich gelegenen Laudachsee stammt. KOCH lehnt dies mit dem Hinweis auf die tonig-schlammige Auskleidung des Seebeckens ab. Die vorliegende Arbeit schließt sich aufgrund der Uraninversuchsergebnisse der Darstellung KOCH's an.

Die Morphologie dieses Gebietes legt die pleistozäne Hangbreccie als Wasserscheide gegen das Einzugsgebiet der Laudach nahe. Sie umgrenzt jedoch ein zu kleines Einzugsgebiet, das für die Speisung der acht beträchtlichen Quellen längs des Forstweges nicht ausreichen dürfte. Eine weitere Möglichkeit wäre, daß die tatsächlich wirksame Wasserscheide nicht vom Breccienrücken (Kampriedel), sondern von den darunter liegenden Tonschiefern und Mergeln gebildet wird. Diese Wasserscheide müßte weiter östlich als die oberflächlich sichtbare liegen und so ein größeres Einzugsgebiet umschließen. Um diese Frage zu klären, wurden drei Uranin-Färbeversuche durchgeführt (Abb. 4). Die Ergebnisse des Versuches lassen folgende Aussagen zu:

1. Das verfestigte Lockergestein der Hangbreccie ist wasserdurchlässig. Das Niederschlagswasser sickert bis auf die grundwasserstauenden, stark tonhaltigen Gesteine durch.
2. Die undurchlässigen Gesteine des Helvetikums steigen vom Forstweg nach Südosten hin weiter an. Sie erreichen ihre höchste Erhebung erst 200 m südöstlich des Randes des Einbruchsbeckens. Diese verhüllte Wasserscheide vergrößert das oberflächlich sichtbare Einzugsgebiet von 0,1 auf mindestens 0,2 km<sup>2</sup>.
3. Das der Hanglage der Breccie entsprechend zum Einzugsgebiet der Laudach gehörende Niederschlagswasser sickert bis zu den stark tonhaltigen Gesteinen durch und gelangt in Form eines um 90° (nach Westen) abgelenkten Grundwasserstromes in den Gschlifgraben.
4. Östlich der verhüllten Wasserscheide ist der Grundwasserstrom deutlich in Richtung Laudachsee ausgeprägt. Das heißt: Es gibt keinen Grundwasserstrom Laudachseecken-Gschlifgraben.

**Z o n e 2:** Diese stellt das Durchflußgebiet der in Zone 1 längs des Forstweges zutage tretenden drei nördlichen Quellen dar.

**Z o n e 3:** Betrifft die Rückerosion an Moränenresten, die die Niedere Farngrub bedecken. Über das hinter Zone 3 liegende Einzugsgebiet gelangen keine wesentlichen Wassermengen in die Rutschgebiete. Ein in älteren Schriften über die Ursache der Rutschungen im Gschlif erwähntes Durchpressen bedeutender Wassermengen aus den



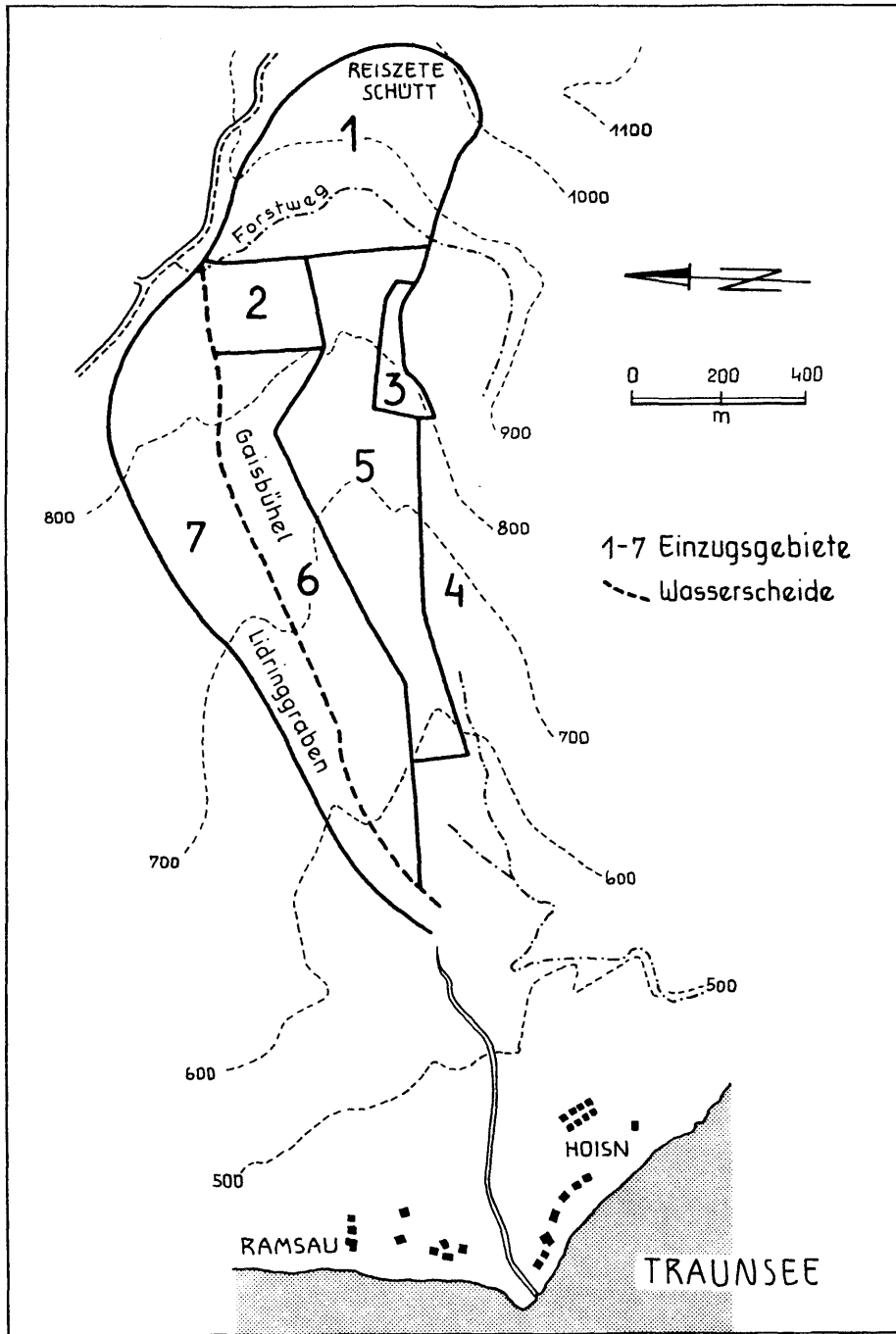


Abb. 3: Übersichtskarte über die Einzugsgebiete im Gschlifgraben

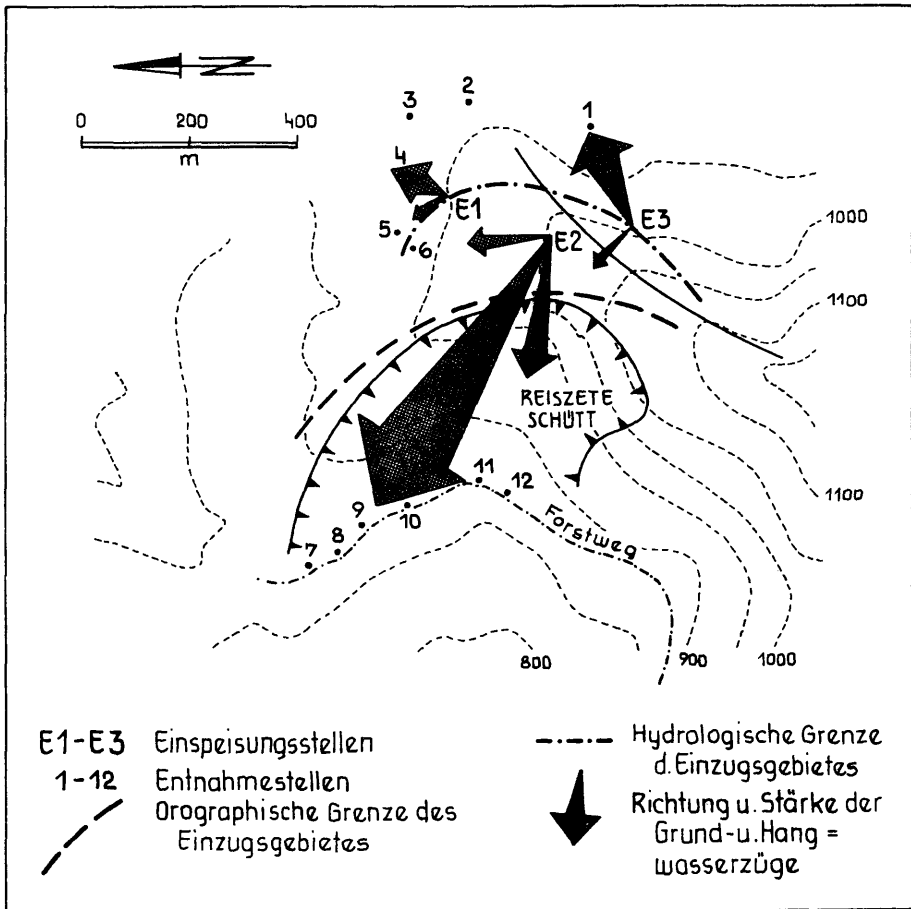


Abb. 4: Uraninfärbeversuche

kalkalpinen Einheiten im Bereich der Zonen 3 und 4 ist aus folgenden Gründen ausgeschlossen:

Das Traunsteinmassiv kann an seiner Westseite vollkommen unbehindert in den Traunsee entwässert werden. Diese Tendenz der Entwässerung wird noch durch das südliche Einfallen der Schichten verstärkt. Sollte durch Klufflächen Wasser bis an die Klippenzone und das Helvetikum herangeführt werden, so wird ein weiteres Eindringen in das Rutschgebiet durch die ausgeprägte Wasserundurchlässigkeit und das Südfallen dieser Gesteinskomplexe unmöglich. Die in der Hohen Farngrub südlich der Zone 3 gelegene Schwinde müßte eigentlich ansehnliche Wassermengen gegen das Gschlif hin abgeben, wenn nicht das versickernde Niederschlagswasser entlang der ss-Flächen gegen den Traunsee hin abgeleitet würde (Beobachtung nach Katastrophenniederschlägen).

**Z o n e 4:** Das Einzugsgebiet für Zone 4 sind die Waldhänge entlang der Ahornwände.

**Z o n e 5:** Stellt das Durchflußgebiet der Zonen 1 bis 4 und 6 dar.

**Z o n e 6:** Diese besitzt eigentlich kein Einzugsgebiet. Die Erosionsformen reichen so

nahe an die Wasserscheide heran, daß der dahinter liegende Geländestreifen als Einzugsgebiet nicht ins Gewicht fällt.

Zone 6 spiegelt im Kleinen die Verhältnisse des gesamten Rutschgebietes wider. Als auslösendes Moment für die Anrißbildung und die Rutschvorgänge sind weniger die aus den umliegenden Einzugsgebieten zuströmenden Wassermengen, als vielmehr der unmittelbar über der Zone 6 fallende Niederschlag von Bedeutung.

Z o n e 7: Die Wasserführung des Lidringgrabens reicht nicht aus, um Anrisse in der mit dem Gschlif vergleichbaren Größenordnung entstehen zu lassen. Es kommt nur zur Erosion aus den Uferbereichen. Trotzdem gewinnt die Wasserzufuhr aus dem Lidringgraben in das Gschlif immer dann an Bedeutung, wenn die Erdströme die Einmündung des Lidringgrabens in das Gschlif (Höhe: 550 m) erreichen.

### 9. Profiltypen potentieller Massenverlagerung und deren Aktivierung

Die Hangwasserzüge fließen auf dem meist durch Humus oder (und) Lockergestein verdeckten Relief der anstehenden, stark tonigen Gesteine ab. Je nach Überlagerung des Anstehenden durch Humus bzw. Humus und Locker- oder Festgestein entwickeln sich verschiedene Profiltypen potentieller Massenverlagerung (P. BAUMGARTNER & H. MOSTLER, 1978 – siehe Abb. 5).

Eine Aktivierung der Bereiche potentieller Massenverlagerung kann bewirkt werden durch:

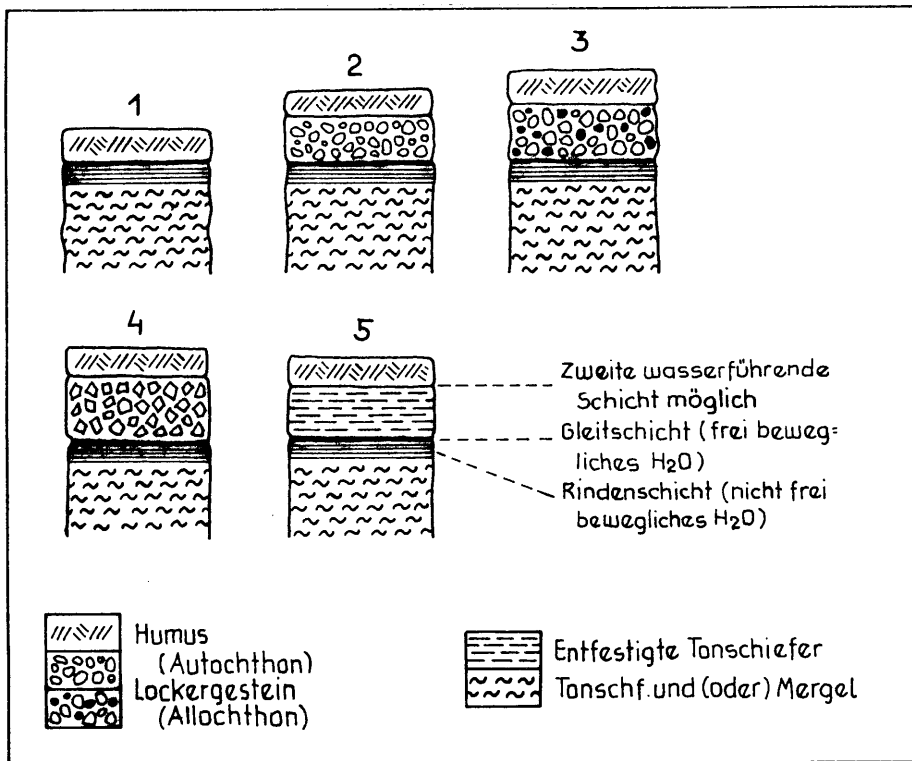


Abb. 5: Profiltypen potentieller Massenverlagerung

Unterschneiden der Hänge (natürliche oder künstliche Eingriffe)  
 Stampfen der berstndigen Fichten unter starker Windeinwirkung  
 Verstärkte Wasserzufuhr (Kahlschläge, verstärkte Niederschläge)

In der Folge entstehen Erosionsformen, die teils für sich, teils miteinander vermischt auftreten:

Blattanbrüche  
 Bodenkriechen in Hohlformen und vorgezeichneten Flächen  
 Hangkriechen  
 Erd- und Schuttströme

### 10. Beschreibung der geschiebeliefernden Erosionsherde

Nach der allgemeinen Beschreibung der Mechanismen, die Erosionskeime bilden oder die rückschreitende Erosion weiterführen, soll nun auf die einzelnen Geschiebeherde, ihre Entstehung und ihren derzeitigen Zustand eingegangen werden.

#### 10.1 Reißete Schütt

Auf einer Seehöhe von rund 900 m liegt das muschelförmige „Anbruchsbecken“ der Reißeten Schütt (Abb. 1). Es erstreckt sich etwa 550 m von Norden nach Süden und 350 m von Osten nach Westen. Aus dem Becken entspringen sieben Erdströme. Zwei davon sind stark aktiv, zwei latent (nur bei extrem niederschlagsreichen Jahren wie 1973, 1974, 1975 aktiv), drei sind inaktiv.

Das gesamte Becken ist in kleine Hohlformen und Rücken gegliedert, die an Rutschflächen gegeneinander verschoben sind. Der längste dieser Rücken (150 m, Ost–West) trennt ein nördliches und südliches Teilbecken. Während im nördlichen Teilbecken etwa 6 bis 7 Schuttquellen zu zählen sind, weist das südliche nur eine Quelle auf. Die beiden Teilbecken unterscheiden sich auch in der Größe der aus der Hangbreccie stammenden, verstreut liegenden Blöcke. Während das nördliche Becken nur kleinere Blöcke aufweist, ist das südliche von solchen bis zu 20 und 30 m<sup>3</sup> bedeckt. Dies ist darauf zurückzuführen, daß die Mächtigkeit der Breccienauflage im Rücken des südlichen Teilbeckens etwa 100 Höhenmeter beträgt, gegen N aber auskeilt und sich so im N nur mehr kleine Blöcke ablösen können.

Den Riesenblcken entsprechen auch größere Anrisse und Erdströme, die jedoch zum überwiegenden Teil vernarbt sind. Die Entstehung des Anbruchsbeckens der Reißeten Schütt läßt sich wie folgt verstehen:

Die durch das verdeckte Relief der stark tonigen Gesteine im Bereich der Reißeten Schütt in das Gschlie geleiteten Hangwasserzüge führen zu einer Verseifung der Aufstandsfläche der Hangbreccie. Die aus der Schwerkraft und der geneigten Aufstandsfläche resultierende Kraft schafft zunächst durch Dehnung Rupturen. Die sich zu keilförmigen Klüften erweiternden Rupturen führen in der Folge zum Nachbrechen verschieden großer Blöcke.

Dieser Vorgang wird dadurch beschleunigt, daß durch Erdströme aus aufgearbeitetem Material des Anstehenden der Breccie das Fundament entzogen wird, bzw. die sich ablösenden Breccienkrper teils unter Wulstbildung in die aufgeweichten Bereiche des Anstehenden einsinken. Zusätzlich werden durch das Gewicht der Breccienkrper die aufgeweichten tonigen Gesteine ausgepreßt.

Die Entstehung der großen Erdströme im südlichen Teilbecken steht sicher mit dem oben geschilderten Mechanismus in Verbindung. Daß diese größten, heute ver-

narbt Erdströme ihre Schlammproduktion derzeit eingestellt haben, ist darauf zurückzuführen, daß das Rückwandern des Brecciensteilabbruches im südlichen Teilbecken in südöstlicher Richtung vor sich ging. Es folgen in dieser Richtung Gesteine mit geringem Tongehalt. Das dürfte auch der Grund dafür sein, daß die Erosion im Steilabbruch der Breccie zwar anhält, die ehemals großen Erdströme aus dem südlichen Teilbecken jedoch derzeit von einer Vegetationsdecke mit Fichtenjungwald bedeckt sind. Die heute aktiven Anrüche im Bereich der Reißeten Schütt lassen sich zwanglos als Blattanbrüche erklären.

### 10.2 Bereich der Eozän-Rippen

Die Gruppe von vier Anbrüchen dieser Art liegt in den westlich an die Reißete Schütt anschließenden, bewaldeten Hängen. Hier entspringen auch vier unterschiedlich große Erdströme. Zwischen leicht nach Norden überkippten, ausgewitterten eozänen Sandstein- und Nummulitenkalkrippen greift die Erosion hauptsächlich dunkle Mergel der Oberkreide (Helvetikum) an.

Die Auflösung der Tonschiefer geschieht durch die in die Anrisse einströmenden Hangwasserzüge. Diese werden zum Teil aus den Quellen im Gebiet der Reißeten Schütt gespeist.

### 10.3 Grauer Graben

Eine Sonderstellung was Größe und Art der Erosion betrifft, nimmt der sogenannte Graue Graben ein. Seine derzeitige Obergrenze und Hauptabtragszone liegt im Bereich der cenomanen Mergelkalkzone. Diese grau verwitternden Mergel mit eingeschalteten Kalkbänken sind nur an dieser Stelle in solchem Ausmaß in die Erosion mit einbezogen. Da für die Gesteine der cenomanen Mergelkalkzone ein eher den Rutschungen abgeneigtes Verhalten typisch ist, dürfte für die Entstehung des Grauen Grabens folgender Umstand von Bedeutung sein: Wie aus der Karte von Oberförster HÖLLER (19. Jhdt.) hergeht, hat zu Beginn der Kartierung im Jahre 1854 der Graue Graben noch nicht bestanden. Erst das Anschneiden des Hangfußes durch den Hauptgraben hat die Erosion in Richtung Gaisbühl in Gang gesetzt und gehalten. Dies gilt jedoch nur für etwa die letzten 200 Jahre der Talbildung im Gschlief, da ja seit Beginn der Eintiefung und Abtragung die Rutschgebiete sich schon oft verändert und verlagert haben.

### 10.4 Bereich der Roten Serie

Die Entstehung der derzeitigen Abtragszone in der Roten Serie läßt sich mit der des Grauen Grabens vergleichen. Es dürfte hier ebenfalls das Anschneiden des Hangfußes durch den Hauptgraben für den Beginn der rückschreitenden Erosion maßgebend gewesen sein.

Die Gesteine der Roten Serie leisten aufgrund ihres im Vergleich zu den grauen Mergeln höheren Karbonatanteiles der Erosion noch größeren Widerstand.

Anrisse in der Roten Serie liegen direkt südlich des Zusammenflusses der verzweigten Erd- und Schuttströme zum Hauptgraben (Seehöhe 725 m), sowie orographisch rechts des Hauptgrabens auf 625 m Seehöhe.

### 10.5 Blockschutthalden

Die längs der Ahornwände orographisch links des Hauptgrabens verlaufenden Blockschutthalden waren in den Jahren 1975–76 noch fast gar nicht in die Rutschvorgän-

ge einbezogen. Seit diesem Zeitraum hat auch in diesem Bereich eine starke Anrißentwicklung eingesetzt.

## 11. Abtransport der entfestigten Gesteine

Der Abtransport der entfestigten Gesteine geschieht im Gschlifgraben in Form von Erd- und Schuttströmen im Sinn der Definition von W. LAATSCH & W. GROTTENTHALER (1972):

„Erd- und Schuttströme sind plastische bis dünnbreiige Massen, die sich in Hangschnitten oder Hangmulden unmerklich langsam bis mäßig schnell abwärts bewegen und sich dabei gletscherähnlich der von ihnen benutzten Depression anschmiegen. Je nachdem die Kies- und Steinkorngrößen in der Masse zurücktreten oder überwiegen, sprechen wir von einem Erd- oder Schuttstrom“.

### 11.1 Aussehen der Erdströme

Aus den oben erwähnten und beschriebenen Erosionsherden fließen die für das Gschlif typischen Erdströme ab. Ihre Oberfläche ist von Altholz jeder Größe bedeckt. Zusätzlich zur Talwärtsbewegung der Erdströme transportieren Gerinne auf deren Oberfläche Material ab. Der Verlauf der teils die Größe von Bächen erreichenden Gerinne läßt sich nur in groben Zügen festhalten, da Durchbrüche, Verlegungen und kleinere Murgänge eine ständige Veränderung bewirken.

Die Farbe der Erdströme wird an ihrem Anfang von der Farbe (schwarz, rot, grün) der entfestigten Tonschiefer bestimmt. Im weiteren Verlauf ist eine völlige Vermischung der roten, grünen, grauen und schwarzen Tonschiefer oder ein schlierenartige Färbung in den selben Farbtönen zu beobachten.

Im Akkumulationsgebiet und auf zum Stillstand gekommenen Erdströmen tritt eine Vernarbung durch Rasenanflug, Erlen und Eschen auf. Erlen weisen auf eine noch immer deutliche Durchnässung des Untergrundes hin, während Eschen relativ trockene Abschnitte kennzeichnen.

### 11.2 Form der Erdströme

Die Länge der acht größeren Erdströme, die sich auf den unteren 450 m zu einem Hauptgraben vereinigen, beträgt 1000 bis 1500 m. Ihre Breite schwankt zwischen 3 und 70 m. Sechs von ihnen weisen eine Breite von 3 bis 30 m auf. Der sogenannte Graue Graben wird bis zu 70 m breit. Die Erdströme aus den Roten Serien nehmen mit etwas mehr als 30 m eine Mittelstellung ein.

Durch Schlagbohrsondierungen wurde der Querschnitt der Erdströme an zwei Stellen abgetastet. Die dabei gewonnenen Ergebnisse (Abb. 6) wurden durch eine im Herbst 1979 niedergebrachte Bohrung bestätigt (B2 im Bereich „Schwemmkegelhals“).

### 11.3 Geschwindigkeit der Erdströme

Die unterschiedliche Geschwindigkeit der Erdströme wurde mit Hilfe von Pflockquerprofilen untersucht.

Es zeigte sich, daß die Geschwindigkeit im Hauptgraben auf 630 m Seehöhe (Abb. 6, Profil 4) zwischen 6 und 10 m (auch bis 12 m) pro Jahr schwankt. An verschiedenen Stellen wurden Geschwindigkeiten bis weit über 20 m pro Jahr gemessen.

Vom Profil 4 (630 m Seehöhe) bis zum Profil 1 (ca. 570 m Seehöhe) nimmt die

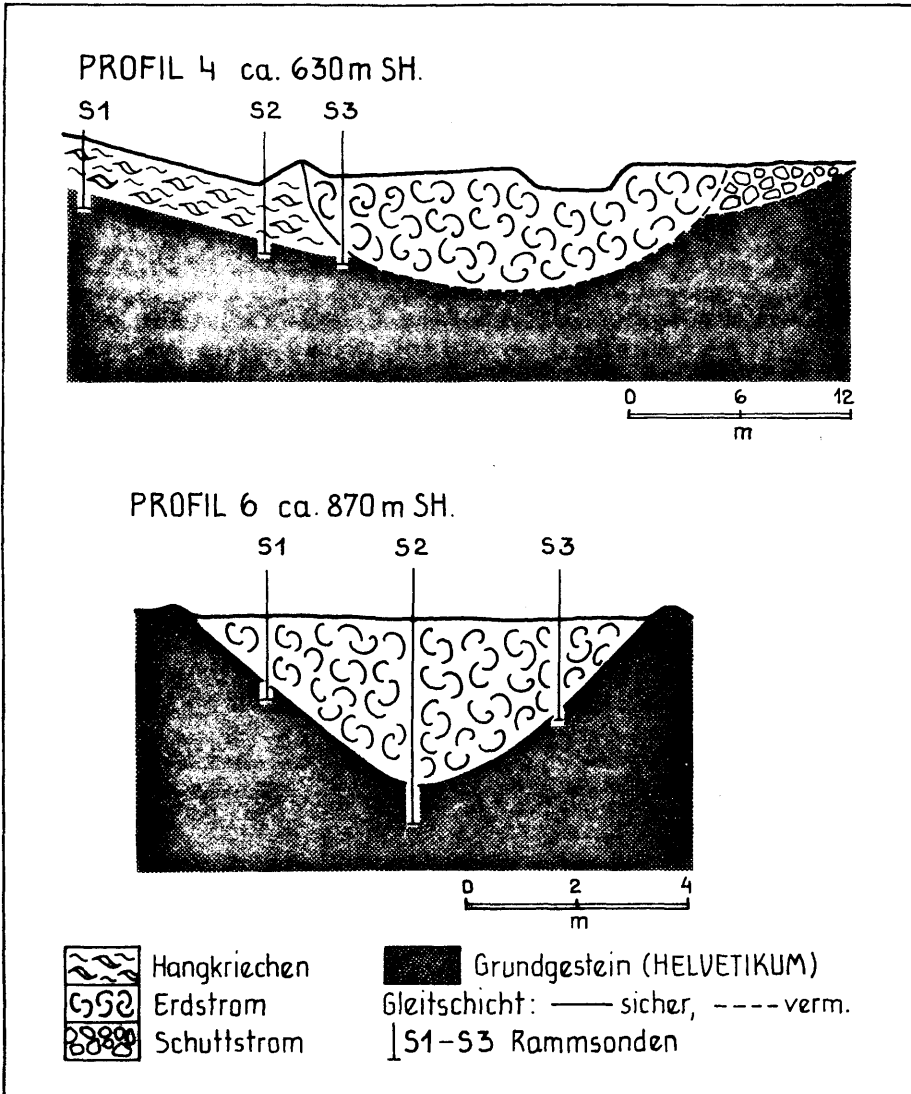


Abb. 6: Erdstromquerschnitte.

Geschwindigkeit des Erdstromes im Hauptgraben bis auf Null ab. Das heißt, daß derzeit die im Hauptgraben abtransportierten Massen zwischen 570 und 600 m Seehöhe akkumuliert werden.

Die Geschwindigkeit des Bewegungsablaufes ist deutlich von verschiedenen Witterungsbedingungen abhängig (Niederschläge, Trockenheit, Schneeschmelze, usw.). Aus einigen Wetterwerten des 19. Jahrhunderts und der genauen Messung der Talfahrt des sogenannten „Großen Steines“ von 1885 bis 1892 konnte folgendes Diagramm erstellt werden (Abb. 7):

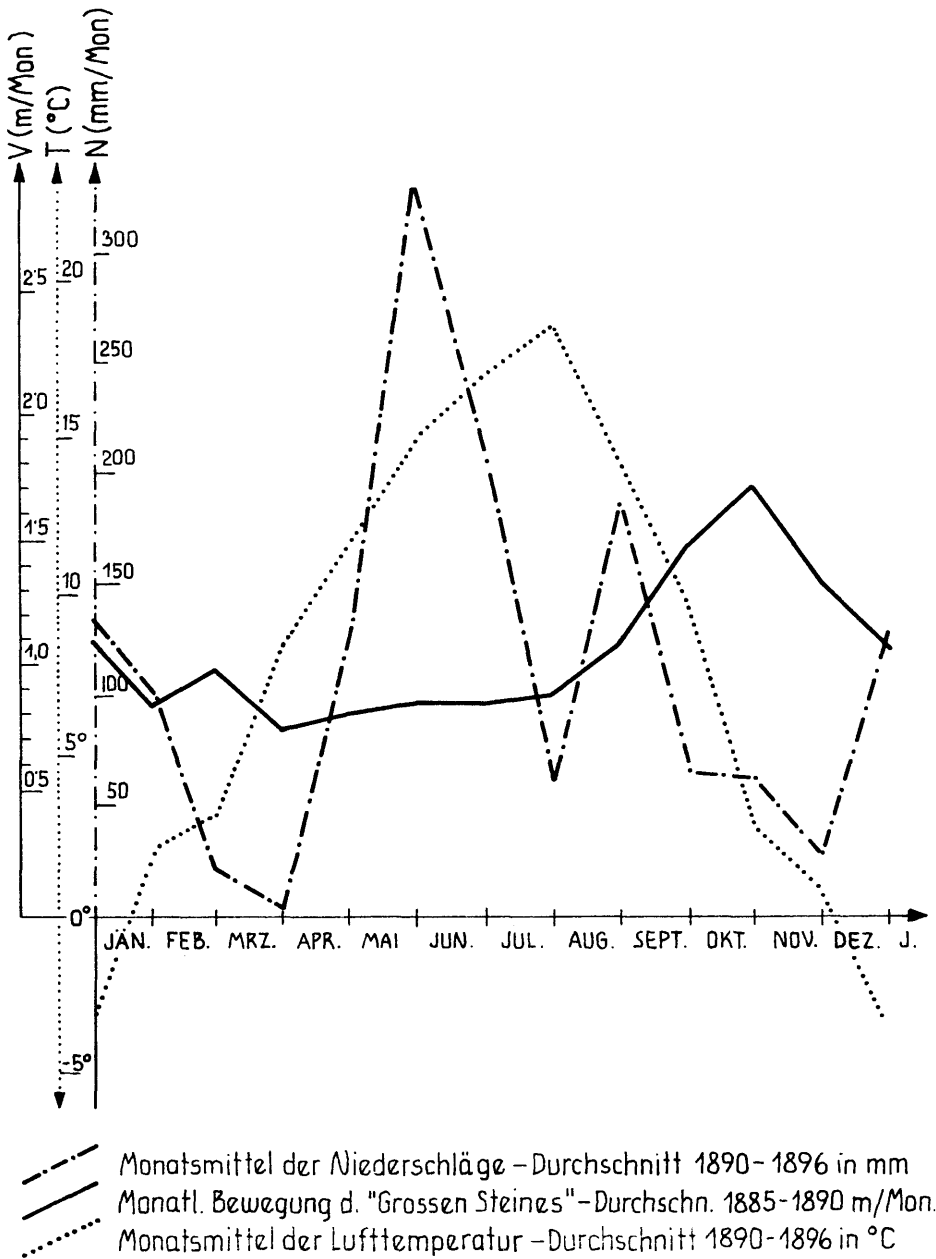


Abb. 7: Diagramm der Fließgeschwindigkeit in Abhängigkeit zum Niederschlag und zur Temperatur.



Das Diagramm zeigt eine deutliche Abhängigkeit der Geschwindigkeit der Erdströme von den jahreszeitlichen Witterungsverhältnissen:

Beginnend im Jänner ist festzustellen, daß die niedrigen Temperaturen eine Verlangsamung der Fließ- bzw. Kriechbewegung zusammen mit der Abnahme der Niederschläge bewirken. Das Ansteigen der Bewegungskurve in Februar und März ist mit dem frühen Frühlingseinzug (R. MOSER, 1971) und der damit zusammenhängenden Schneeschmelze zu erklären.

Von April bis August ist keine wesentliche Erhöhung der Fließgeschwindigkeit festzustellen. Das heißt, verstärkte Niederschläge (ausgenommen Katastrophenereignisse) wirken sich erst mit einiger Verzögerung (z. B. über stagnierende Wässer) auf die Mobilität der Erd- und Schuttströme aus. Mit den sommerlichen Temperaturen zwischen Juli und August dürfte eine Austrocknung der Erd- und Schuttstrom-Matrix zusammenhängen.

Bevor die Kurve der Geschwindigkeit in den Wintermonaten wieder abfällt, erreicht sie während der Monate Oktober und November ihren absoluten Höhepunkt. Interessant ist, daß dieses Maximum an Bewegung mit einem Maximum an Luftfeuchtigkeit und Temperaturen von 3 bis 10°C zusammenfällt.

#### S c h l u ß f o l g e r u n g e n

1. Ergiebigere kurzzeitige Niederschläge wirken sich nur zum Teil und dann nur in Form von stagnierenden Wässern mit Verzögerung auf die Geschwindigkeit der Erdströme aus.
2. Die Erdströme erfahren eine Beschleunigung bei lang anhaltendem, feuchtem Wetter im Herbst und bei Temperaturen von 3 bis 10°C.
3. Eine Verlangsamung tritt in den Zeiten hoher Lufttemperatur durch Austrocknung ein.

### 12. Zu Massentransport und Geschiebebilanz

Bei einer Querschnittfläche von ca. 120 bis 130 m<sup>2</sup> im Profil 4 (Abb. 6) (ca. 630 m Seehöhe) und einer Bewegung des Erdstromes von ca. 10 m pro Jahr (ebenefalls Profil 4) ergibt dies eine abtransportierte Materialmenge von 1200 bis 1300 m<sup>3</sup> jährlich.

Dazu kommt der Masseneinstoß talwärts von Profil 4. Es sind hier vor allem die neuen Erosionsherde aus den jungen Blockschutthalen unter den Ahornwänden und ein sich rasch entwickelnder Erdstrom (orographisch rechts) aus einem vor wenigen Jahren angelegten Kahlschlaggebiet von Bedeutung.

Insgesamt werden jährlich dem Akkumulationsgebiet nach überschlägigen Berechnungen ca. 3000 bis 4000 m<sup>3</sup> Erdstrommaterial zugeführt.

Das Massenpotential für den Katastrophenfall wurde mit 1 Mio. m<sup>3</sup> überschlägig angegeben (JEDLITSCHKA, 1979).

Die Menge der für den Katastrophenfall bereitliegenden oder erosionsgefährdeten Gesteinsmassen ist von den angenommenen Randbedingungen (Katastrophenniederschläge, eventuell in Verbindung mit Schneeschmelze, usw.) und der bis zu diesem Zeitpunkt eingetretenen Entwicklung der Erosions- und Anrißbereiche abhängig.

Diese Entwicklung hat sich in den letzten 5 Jahren wesentlich auch durch künstliche Eingriffe (z.B.: Kahlschläge) deutlich zum Schlechteren verändert. Besonders der Masseneinstoß aus dem Kahlschlagbereich orographisch rechts, auf Seehöhe ca.

625 m muß als Gefährdung der Stabilität des derzeit relativ ruhigen Akkumulationsgebietes betrachtet werden.

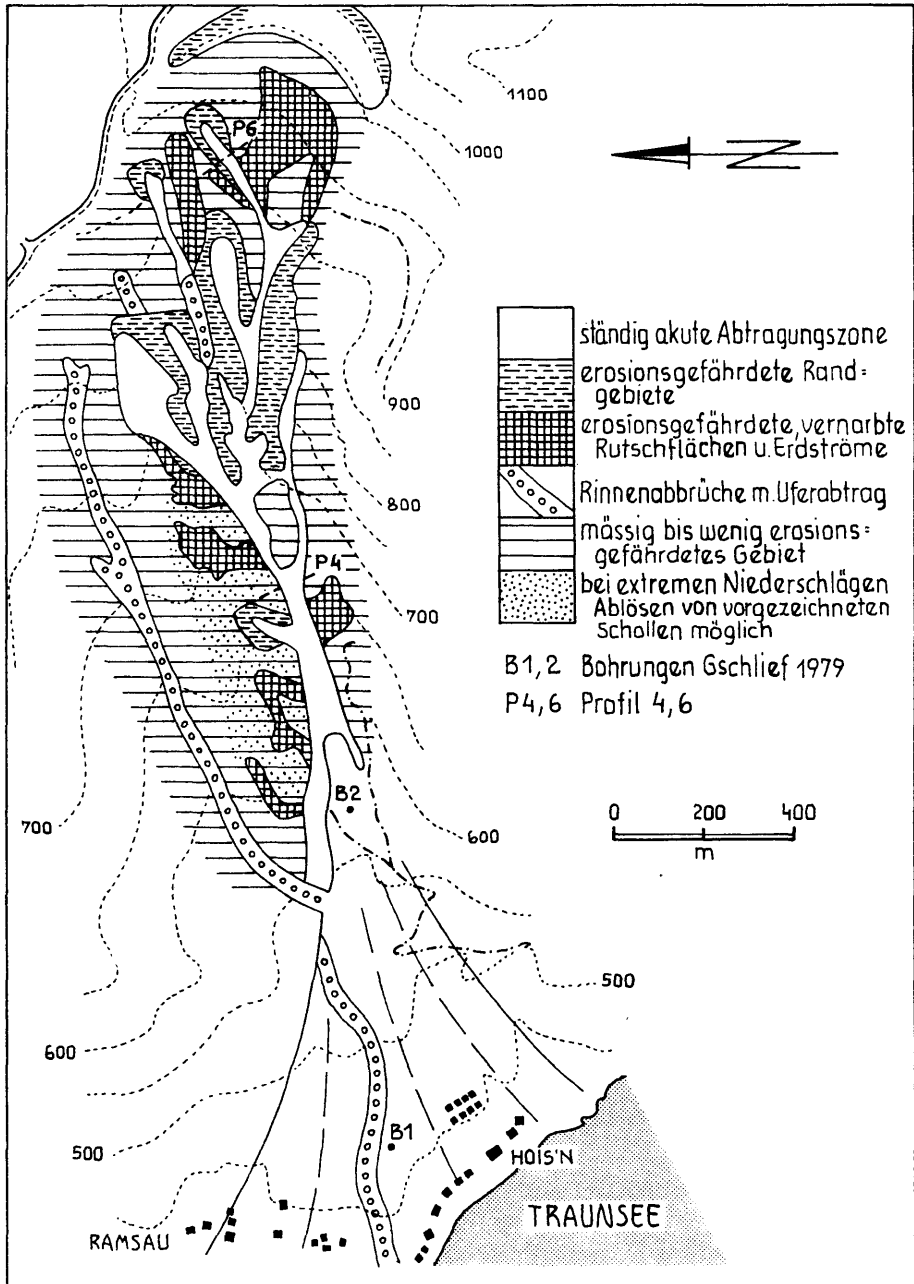


Abb. 8: Erosionsgefährdungskarte des Gschlifegrabens.

### 13. Erosionsgefährdung

Bereits mehr als die Hälfte der in dieser Karte als erosionsgefährdet ausgeschiedenen Bereiche ist seit der Ausarbeitung der Karte (1975) in Bewegung geraten oder gänzlich abgerutscht.

Schwerpunkte eventueller Sanierungsmaßnahmen müßten sich an der Karte der Erosionsgefährdung orientieren (Abb. 8).

### 14. Forschungsarbeiten im Gschlifegraben seit 1976

Durch den Forsttechnischen Dienst der Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Salzkammergut, Außenstelle Gmunden wurden seither mehrere Pflockquerprofile errichtet und beobachtet.

Die selbe Dienststelle vergab auch eine geomorphologische Kartierung des Erd- und Schuttströmekegels des Gschlifegrabens (P. BAUMGARTNER & H. SORDIAN, 1979), deren Ergebnisse in einer eigenen Publikation dargestellt werden sollen. Es gelang die den Erd- und Schuttströmekegel aufbauenden, oberflächlich sichtbaren Erd- und Schuttstromereignisse abzugrenzen und relativ zu datieren.

Im Bereich des Erd- und Schuttströmekegels (B 1, 61 m) und des derzeitigen Akkumulationsgebietes (B 2, ca. 16 m) wurden im Herbst 1979 zwei Schlagbohrsondierungen niedergebracht. B 1 zeigte den vielschichtigen Aufbau des Erd- und Schuttströmekegels ohne jedoch dessen Liegendes zu erreichen. B 2 erbrachte eine Mächtigkeit des derzeitigen Akkumulationsgebietes von ca. 10 m.

Absolute Altersbestimmungen an erbohrten Holzresten sind derzeit im Gang.

### 15. Zu den Sanierungsmaßnahmen

Aus den bisher dargestellten Feldbefunden und Untersuchungsergebnissen lassen sich, wie übrigens bereits seit fast einem Jahrhundert immer wieder von verschiedener Seite erwähnt, folgende Sanierungsmaßnahmen als zweckmäßig ableiten:

Fassung der Hangwasserzüge und Sickerwässer im „Rücken“ der Anrisse und Ausleitung dieser Wässer bis außerhalb der erosionsgefährdeten Bereiche.

Waldbewirtschaftung auf die Bedürfnisse der rutschgefährdeten Bereiche abstellen (z.B. teilweise Umwandlung in Niederwald, Begrenzung der Umtriebszeiten, usw.).

Verhinderung von Kahlschlägen.

Ausbildung des derzeitigen Akkumulationsbereiches zu einem „Rückhaltepfropfen“ durch Verfestigung.

Der letzte Punkt ist unter Umständen in dem stark bindigen Erdstrommaterial nur schwer durch Drainagierung zu erreichen (bindiges Material gibt Wasser nur ungern ab).

Es wäre hier an eine neue Methode druckloser, chemisch vorbereiteter Injektionen zu denken, die speziell für bindige Böden entwickelt wurden. Man könnte so eine teilweise Versteinerung der akkumulierten Massen erreichen.

Eine teilweise Verfestigung der abgelagerten Erdstrommassen (im Akkumulationsgebiet) in Form von Pfählen brächte eine erhebliche Verbesserung der Reibung zwischen Erdstrommassen und Anstehendem.

## 16. Nachwort

Wichtige Fragen bei der Erfassung des Phänomens der Erd- und Schuttströme im Gschlifegraben und deren Gefahrenmoment für die Anrainer harren noch der Klärung oder Bearbeitung.

Die in der vorliegenden Arbeit dargestellten Ereignisse bisheriger Forschungsarbeiten im Gschlif sollen ein Licht auf die Vielschichtigkeit der Vorgänge und deren Beurteilungskriterien werfen.

Fachlich oder geographisch (etwa nur vom Erd- und Schuttströmekegel aus) einseitige Betrachtungsweisen oder die Ausgliederung von wichtigen Aspekten (z. B.: Waldwirtschaft) aus dem Gesamtbild führen immer wieder zu Fehlbeurteilungen der Gefahrensituation.

Es treten dadurch Entwicklungen ein, die neue Sachwänge schaffen (z. B.: Besiedelung der Gefahrenbereiche) bzw. die Erosionsentwicklung künstlich verstärken (z. B.: Kahlschläge).

## 17. Literaturauswahl

- BAUMGARTNER, P., 1976: Die Massenbewegungen im Gschlifegraben bei Gmunden (Traunsee, Oberösterreich) – Eine Analyse aus hydrogeologischer und ingenieur-geologischer Sicht. – Unveröffentl. Diss., 115 S., zahlr. Skizzen, Taf., Abb. u. Beil., Innsbruck.
- & MOSTLER, H., 1978: Zur Entstehung von Erd- und Schuttströmen am Beispiel des Gschlifegrabens bei Gmunden (Oberösterreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, Festschr. Heißel, 113–122, Innsbruck.
- & SORDIAN, H., 1979\*: Geomorphologische Karte des Erd- und Schuttströmekegels des Gschlifegrabens am Traunsee bei Gmunden (O. Ö.). – Unveröffentl. Karte 1:1000 mit Erläuterungen (2 S.), Traunkirchen/Wels.
- BUNZA, G., 1978: Bewegungsablauf und Sanierungsmöglichkeiten von Erdströmen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 8, Festschr. Heißel, 209–225, Innsbruck.
- JEDLITSCHKA, M., 1979\*: Der Gschlifegraben (Stadtgemeinde Gmunden) „Analyse einer Massenbewegung und ihre praktische Beherrschbarkeit“. – Unveröffentl. Manus., 8 S., 6 Abb., Gmunden.
- JANOSCHEK, W., 1964: Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. – Jb. geol. B.-A., 107, 161–214, Wien.
- KOCH, A., 1892\*: Geologisches Gutachten über die projektierte Verbauung des Gschlifegrabens bei Gmunden behufs Hintanhaltung der bedrohlichen Rutschungen. – Monographie, Wien.
- LAATSCH, W. & GRÖTTENTHALER, W., 1972: Typen der Massenverlagerung in den Alpen und ihre Klassifikation. – Forstwirtschaftliches Centralblatt, 91, 6: 309–339, Hamburg – Berlin.
- MOSER, M., 1973. Analyse der Anbruchsbildung bei den Hochwasserkatastrophen der Jahre 1965 und 1966 im mittleren Lesachtal (Kärnten). – Carinthia II, 163/83, 179–234, Klagenfurt.
- MOSER, R., 1971: Der Traunstein – Vorposten einer berühmten Landschaft. – Festschr. 75 Jahre BG. Gmunden, 44–50, Gmunden.
- PREY, S., 1951: Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiet zwischen Traun- und Kremstal in Oberösterreich. – Verh. geol. B.-A., 1949, 123–127, Wien.

\* erhältlich über Wildbach- und Lawinenverbauung Gebietsbauleitung Salzkammergut, Außenstelle 4810 Gmunden.

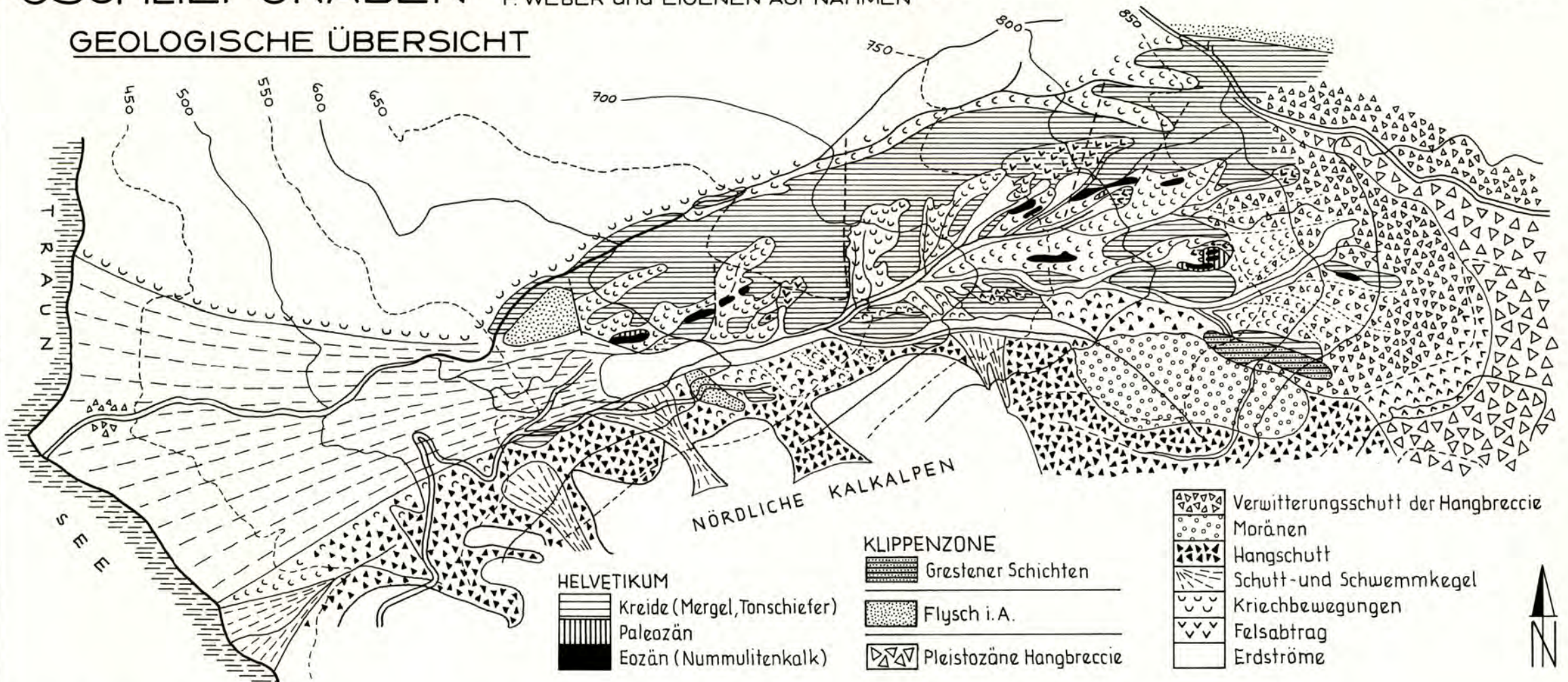
- 1951: Helvetikum und Flysch. Verh. geol. B.-A., S.-H. A., 38-48, Wien.
  - 1953: Der Gschlifgraben in der Flyschzone bei Gmunden. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 44 (1951), 263-266, Wien.
  - 1956: Die eiszeitlichen Gletscher im Traunstein-Zwillingskogel-Kamm und im Almtal bei Gmunden, Oberösterreich. - Zeitschr. Gletscherkd. u. Glazialgeol., 3, 2: 213-234, 1 Kt., 7 Bilder, Innsbruck.
- WEBER, F., 1958: Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. - Mitt. Geol. Ges., 51, Wien.
- WEINBERGER, P., 1975: Gefahrenzonenplan am Schwemmkegel des Gschlifgrabens. - Unveröffent. Dipl. Arb., 50 S., zahlr. Abb., Prof. u. Kartenbeil., BOKU Wien.

### Danksagung

Den Herren der Wildbach- und Lawinenverbauung Gmunden sei für die tatkräftige praktische Unterstützung (Sondierungen, Pflockprofile, Karten, usw.), sowie für zahlreiche Fachgespräche herzlich gedankt. Herrn Univ. Prof. Dr. H. MOSTLER danke ich für die Betreuung der Dissertation und Herrn Chefgeologen Dr. S. PREY für die Bereitstellung der Manuskriptkarte „Gschlifgraben“, die als Basis für das geologische Übersichtskärtchen (Beil. 5) gedient hat.



## GEOLOGISCHE ÜBERSICHT



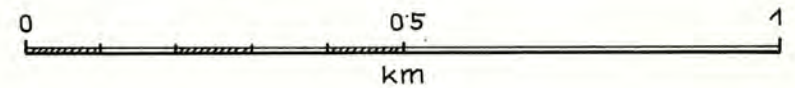
**HELVETIKUM**  
 Kreide (Mergel, Tonschiefer)  
 Paleozän  
 Eozän (Nummulitenkalk)

**KLIPPENZONE**  
 Grestener Schichten  
 Flysch i. A.  
 Pleistozäne Hangbreccie

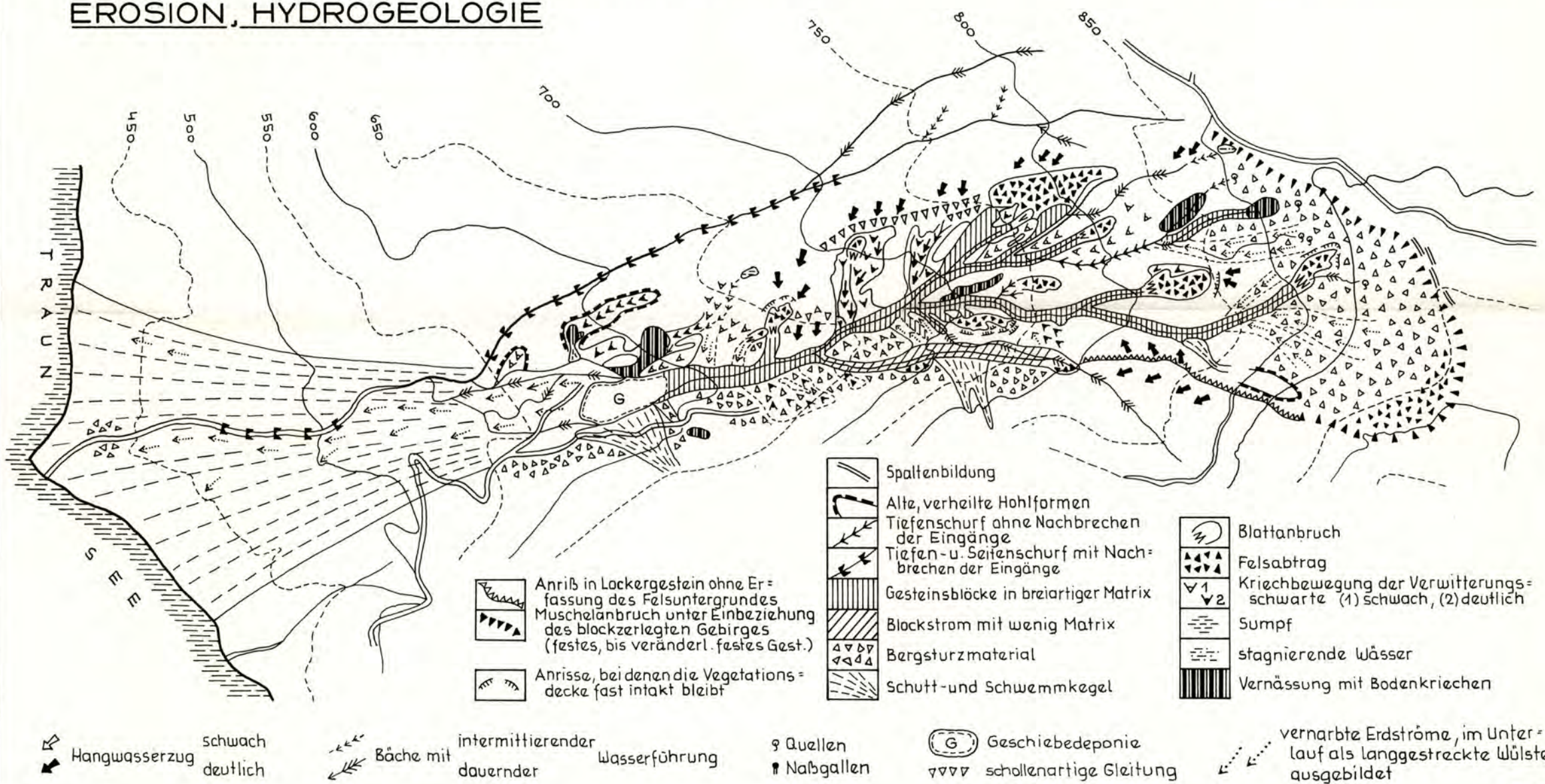
Verwitterungsschutt der Hangbreccie  
 Moränen  
 Hangschutt  
 Schutt- und Schwemmkegel  
 Kriechbewegungen  
 Felsabtrag  
 Erdströme

# GSCHLIEFGRABEN

P. BAUMGARTNER, 1976



## EROSION, HYDROGEOLOGIE



Anriß in Lockergestein ohne Erfassung des Felsuntergrundes  
 Muschelanbruch unter Einbeziehung des blockzerlegten Gebirges (festes, bis veränd. festes Gest.)

Anrisse, bei denen die Vegetationsdecke fast intakt bleibt

Spaltenbildung  
 Alte, verheilte Hohlformen  
 Tiefenschurf ohne Nachbrechen der Eingänge  
 Tiefen- u. Seitenschurf mit Nachbrechen der Eingänge  
 Gesteinsblöcke in breiartiger Matrix  
 Blockstrom mit wenig Matrix  
 Bergsturzmaterial  
 Schutt- und Schwemmkegel

Blattanbruch  
 Felsabtrag  
 Kriechbewegung der Verwitterungsschwarte (1) schwach, (2) deutlich  
 Sumpf  
 stagnierende Wasser  
 Vernässung mit Bodenkriechen

↙ Hangwasserzug schwach  
 ↘ Hangwasserzug deutlich  
 ↖ Bäche mit intermittierender Wasserführung  
 ↗ Bäche mit dauernder Wasserführung  
 ♀ Quellen  
 ♂ Naßgallen  
 (G) Geschiebedeponie  
 ∇∇∇ schollenartige Gleitung  
 ↘ vernarbte Erdströme, im Unterlauf als langgestreckte Wülste ausgebildet



**Geologie der Kalkvoralpen und der subalpinen Zone  
im Raume Kirchberg/Pielach in Niederösterreich**

von

**R. SCHWINGENSCHLÖGL**

7 Abb., 2 Taf., Beil. 6, 7

Anschrift:  
Ing. Dr. Rudolf Schwingenschlögl  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III  
A-1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	27	S. 39-86	Wien, März 1981
---------------------------------------	----	----------	-----------------



## Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung, Summary	40
2. Vorwort	41
3. Problemstellung	41
4. Erforschungsgeschichte	42
5. Stratigraphie	42
5.1 Lunzer Decke	42
5.2 Frankenfelder Decke	43
6. Fazies	65
7. Tektonik	68
8. Literaturverzeichnis	77

## 1. Zusammenfassung

Die Frankenfelder Decke mit einem Anteil von Lunzer Decke im Süden und einem Flyschstreifen mit Helvetikum im Norden, wurde durch eine Detailkartierung im Maßstab 1:10.000, ergänzt durch mikrofazielle Untersuchungen und der Aufnahme von Strukturdaten, stratigraphisch und tektonisch neu untersucht.

Die Schichtfolge der Frankenfelder Fazies wurde fast lückenlos erfaßt. Als Besonderheit seien der Bunte Keuper, die Schattwalder- und Kalksburger Schichten genannt, sowie der Nachweis von Oberlias „in Adneter Fazies“. Der Malm konnte genau gegliedert werden und führt ein dem „Plassenkalk“ ähnliches Gestein. Die schiefriige Unterkreide wurde bis zu den grobdetritischen Losensteiner Schichten unterschieden. In der Cenomanrandzone wurde durch drei Ammonitenfunde das Unterkreidealter in den kieselligen Schrambachschichten erstmals belegt. Die Klippenkerne, auch einmal aus „Tressensteinkalk“ aufgebaut, werden von der oberkretazischen Buntmergelserie begleitet. Die Flyschzone lieferte eine lückenhafte Schichtfolge vom Cenoman bis in das Mitteleozän.

Ein Nummuliten führendes Eozän aus dem Glosbachgraben wurde mit eozänen Molasseanteilen verglichen.

Das Einschwenken der Schichtserien aus der W-E- in die NE-SW-Streichrichtung wird durch einseitiges Anlaufen der Kalkalpenstirn an einen SE-Ausläufer der Böhmisches Masse erklärt. Der Internbau zeigt die bekannten, überkippten, nordvergenten Falten. Mit Rechenprogrammen durchgeführte Gefügeanalysen erbrachten den W-E-Trend in der b-Achsenverteilung in der Frankenfelder Decke und ebenso im Randcenoman. Die Auswertung der Klüfte erbrachte das für die Nördlichen Kalkalpen (vgl. P. SCHMIDT-THOMÉ, 1954, S. 186) so typische Diagonalscherflächensystem, mit einem Winkel  $\beta$  von 60–125°, in der Lunzer-, Frankenfelder Decke und Cenomanrandzone. Ein Kristallinvorkommen SE Texing, aus diaphthorisiertem Gneis, wurde als Scherling des Moravikums innerhalb der Flyschzone interpretiert.

## Summary

The Frankenfelder nappe in the area of Kirchberg/P. with a consistuent of the Lunzer nappe in the south and a stripe of Flysch with Helvetikum in the north was stratigraphically and tectonically analysed through a precise detailed mapping in the scale of 1:10.000 supplemented by microfacies investigations and the assimilation of structural data.

The stratigraphic sequences of the Frankenfesler facies was realized. Specific characterizations are the Schattwalder- and Kalksbürger beds, also the evidence of Oberlias in „Adneter Fazies“. The Malm was exact classified and is bearing a rock similar „Plassenkalk“. In the Cenomanrandzone three ammonites were discovered and the cherty limestone was able to be classified for the first time and recognized as a variety of the Schrambach beds. The cores of the klippen, once also consisting of „Tresensteinalk“ were associated of the Upper Cretaceous Buntmergelserie. The Flyschzone delivered an incomplete sequence from the Cenoman till Mitteleozän. The Eozän of the Glosbachgraben is bearing nummulites and was compared with eocene parts of the Molasse.

The bending round of the strata series out of the W-E into NE-SW-direction was explained as a onside collision of the Northern Calcareous Alps front on the south-east part of the Bohemian Massif.

The fabric analysis, performed by computer, produced the W-E trend in the distribution of the b-axis equally in the Frankenfesler nappe and the Cenomanrandzone. The interpretation of the joints produced the diagonal pair of shear planes with an angle  $\beta$  from 60–125° in the Lunzer nappe, Frankenfesler nappe and the Cenomanrandzone which is typical for the Northern Calcareous Alps (reference: P. SCHMIDT-THOMÉ, 1954, p. 186).

The little crystalline occurrence SE Texing, composed of diaphthoritic gneiss, was perceived as a component of the Moravian zone and interpreted as a dislodged slice within the flysch zone.

## 2. Vorwort

Die vorliegende Arbeit stellt eine Kurzfassung einer im Jahre 1976 begonnenen Dissertation dar, welche unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN durchgeführt wurde.

Fossilbestimmungen verdanke ich den Herren Prof. Dr. A. PAPP (Inst. f. Paläontologie, Univ. Wien), Dr. H. STRADNER und Dr. S. PREY (beide Geol. B.-Anst.).

Doz. Dr. P. FAUPL danke ich für weiterführende Diskussionen über das Problem der Klippen- und Flyschzone.

Den Herren Doz. Dr. L. KRYSSTYN (Inst. f. Paläont. Univ. Wien), Dr. B. GRUBER (Landesmuseum O.Ö.) und Doz. Dr. J. HOHENEGGER (Paläont. Inst. Univ. Wien) danke ich für die Bestimmung der Ammoniten, Bivalven und Foraminiferen.

Sehr herzlich danke ich Herrn Doz. Dr. H.-L. HOLZER (Geol. Inst. Univ. Graz) für die Durchsicht der Malmdünnschliffe.

Nicht vergessen möchte ich, meinem Freund, Herrn Baumeister Ing. J. UNGERSBÖCK für die oft mühsame und zeitraubende Anfertigung der Aufschlußfotos zu danken.

Meiner lieben Frau aber danke ich vor allem für ihr großes Verständnis, ihre Hilfe im Gelände und die unzähligen Opfer, aber auch für ihre ständige Ermunterung – ihr sei diese Arbeit gewidmet!

## 3. Problemstellung

Das kalkvoralpine Gebiet um Kirchberg a. d. Pielach bildete den Rahmen dieser Arbeit.

Durch eine genaue stratigraphische Bearbeitung des Jura und der Kreide in der Frankfurter Decke, sowie einer Gliederung der Kieselkalkzone und der nördlich angrenzenden Flyschzone, sollte erreicht werden, die im Jahre 1949 von H. SCHWENK erstellte Gliederung wesentlich zu verfeinern. Es sollte auch die vielfältige Kleintektonik in Beziehung zum Deckenbau selbst und zum auffälligen, lokalen Südeindrehen der W-E-streichenden Serien gebracht werden. Zu bearbeiten waren auch die „Kirchberger Neokombucht“, deren Verbreitung, sowie die auffallenden Bergkuppen des Frohnberges und des Gaisbühels.

**Geographische Lage:** Das aufgenommene Gebiet liegt SSW von St. Pölten und umfaßt einen 10 x 5,5 km großen Streifen, der sich im wesentlichen an den Lauf der Pielach anschmiegt. Als Kartengrundlage diente das Blatt ÖK 1:50 000, Blatt 55, Obergrafendorf.

#### 4. Erforschungsgeschichte

Anfang der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts begannen durch J. KUDERNATSCH (1852), J. CZJZEK (1953), M. V. LIPOLD (1865, 1865 a, 1866) und L. HERTLE (1865) Kartierungsarbeiten, die sich den Kohlevorkommen, sowie einer ersten tektonischen Grobgliederung widmeten. A. BITTNER hat 1896 das Pielachtal zu den weitaus „interessantesten Districten“ der nordöstlichen Kalkalpen gezählt. F. TRAUTH bearbeitete in zahlreichen Publikationen (1919, 1922, 1950, 1954) besonders den Raum der Klippenzone mit ihren Jura- und Kreidesedimenten. Vergleichbare Aufnahmen aus der Kieselkalkzone im Raume Kirchberg fehlen, es sei daher auf die Arbeiten von A. SPITZ (1910, 1920) und P. SOLOMONICA (1934, 1935) hingewiesen. Von L. KOBER (1912, 1913) stammte die Gliederung der Kalkvoralpen in Frankfurter-, Lunzer- und Ötscher Decke. G. GÖTZINGER erwähnte 1934 Gasausstritte an der tektonischen Linie von Rabenstein und brachte sie mit Scherlingen aus dem Untergrund in Zusammenhang. P. SOLOMONICA schied (1935, S. 110) die Kieselkalkzone als tektonische Einheit erstmals aus. In den Jahren 1948 bis 1949 bearbeitete H. SCHWENK den Teil westlich, H. FISCHAK 1949 den Bereich östlich der Pielach. Bei beiden wird der Bau des Tiefbajuvarikums durch lange, liegende Falten erklärt und Schuppenbau ausgeschieden. Da die Klippen- und Flyschzone im Kirchberger Raum noch nicht bearbeitet waren, mußte auf Arbeiten von S. PREY (1952) zurückgegriffen werden, welcher die Buntmergelserie als eigene, selbständige Schichtserie abgetrennt hatte. E. SPENGLER versuchte 1959 die Ablagerungsbreite der Frankfurter Decke im Bereich Kirchberg zu rekonstruieren. Die Kristallinvorkommen und die terrigenen Sedimentgesteine wurden 1975 von P. FAUPL in der Grestener Klippenzone bearbeitet.

#### 5. Stratigraphie

##### 5.1 Lunzer Decke

Der Schichtenumfang des kartierten Streifens reicht vom Gutensteiner Kalk (Mittelanis) über Annaberger Kalk (massiges, mittelanisches Gestein), Reiflinger Kalk (Oberanis bis Ladin, in bekannter, Hornstein führender, wellig-schichtiger Ausbildung), Lunzer Sandstein (Karn, Jul, hartes, fein- bis mittelkörniges Gestein) bis zu den Opponitzer Schichten, wie Opponitzer Kalk (Oberkarn, untypisches, braungraues Kalkgestein) und schließlich Opponitzer Rauhwacke (Oberkarn, ockerfarbenes, massiges,

großblockig verwitterndes Schichtglied). Die Einstufung erfolgte bei den letztgenannten Schichtgliedern nur nach lithostratigraphischen Merkmalen.

## 5.2 Frankenfesler Decke

### 5.21 Opponitzer Rauhwacke (Oberkarn)

**L i t h o l o g i e :** Gelblich, ocker verwitterndes, kavernoöses, meist massiges Gestein. Es bildet oft isoliert stehende Türme und große Höhlen.

**M ä c h t i g k e i t :** Diese beträgt 25 bis 80 m, durch Anschoppung und diffuse Übergänge ins Hangende und Liegende unscharf.

**V e r b r e i t u n g :** Sehr auffälliges Schichtglied, bildet im Norden die Deckengrenze zur darunterliegenden Kieselkalkschuppe. Manchmal sehr schmal, sonst eher breit angelegt. Ein südlicheres Auftreten ist durch schollenartige Formen auf der Karte zu erkennen.

**G e n e s e :** Durch tektonische Brekziierung und Lösung der sulfatreichen Bestandteile mit nachträglicher Verwitterung entstanden. Abgelagert wurde das Gestein nach L. LEINE (1971, S. 495 ff.) in einem salinaren Milieu.

### 5.22 Opponitzer Kalk (Oberkarn)

**L i t h o l o g i e :** Hell-braungrauer, dolomitischer Kalk, mit einer Oberfläche, die „in jeder Richtung wie mit dem Messer angestochen“ scheint. In dem Vorkommen 400 m NW Steinklamm ist in der umgebenden Rauhwacke noch „reliktische Schichtung“ zu sehen (vgl. H. WIESENER, 1972, S. 234).

**G e n e s e :** Eine gute Darstellung des Bildungsmilieus der Opponitzer Kalke wird bei E. KRISTAN-TOLLMANN & A. HAMEDANI (1973, S. 195 ff.) gegeben, in der eine Seichtwasserbildung in hypersaliner Umgebung angenommen wird. Nach H. HINTEREGGER (1979, S. 147 ff.) wurden diese Kalke in einem Flachwasserbereich gebildet, was Schrumpfungsrisse an trockengefallenen Stromatolithrasen zeigen, pelagischer Einfluß wird selten auftretenden Conodonten zugeschrieben.

### 5.23 Hauptdolomit (Nor)

**L i t h o l o g i e :** Cm bis dm-geschichtetes, graues Gestein, typischer vieleckiger Schutt. Manchmal als Rhythmit ausgebildet. Die Schichtflächen haben oft eine braune, unregelmäßig gezähnte „Fläche“ – Vertikalstylolithen. Dunkler, leicht stinkender Dolomit ist eher selten. Wechsellagerung von hellem mit dunklem, sandigen Dolomit wurde beobachtet. Der Hauptdolomit der G a i s b ü h e l d e c k f a l t e hat hellgraues Aussehen, eine nicht sehr tiefe, rissige graue Verwitterungshaut mit feiner Bänderung. Höchstens dm dick geschichtet. Beim Anschlagen leicht bituminös. Im Schliff handelt es sich um einen Dolopelsparit, in einer inhomogenen Matrix mit ovalen, walzenförmigen Aggregaten.

**M ä c h t i g k e i t :** Diese beträgt in der Tiefgrabenrotte maximal 300 m. Sonst bewegen sich die Schichtdicken von 150–250 m. Der Hauptdolomit des Gaisbühels wird 25–50 m mächtig.

**V e r b r e i t u n g :** Der Dolomit ist das flächenmäßig dominierende Schichtglied und durchzieht das Kartenblatt in einem NE-gerichteten Bogen von der Tiefgrabenrotte in den Röhrenbachgraben.

**G e n e s e :** Die Lithologie kann bereichsweise mit dem Unteren Hauptdolomit

von W.-U. MÜLLER-JUNGBLUTH (1970, S. 278) verglichen werden. Algenmatten, welche die feinstschichtigen Laminiten aufbauen sowie Ooide, Schräg-, Flaserschichtung, Trockenrisse und Regentropfeneindrücke weisen nach W.-U. MÜLLER-JUNGBLUTH (1968, S. 230 f.) auf ein seichtes, zeitweise trockenes, lagunäres Milieu hin.

#### 5.24 Bunter Keuper (Nor)

**Lithologie:** Rötliche, grüne, violette, feinkörnige, mm-gebänderte Sandsteine, reichlich Hellglimmer führend, sowie heftig mit verdünnter HCl brausende Gesteine. Es treten auch hellgraue Sandsteine mit massenhaft Pflanzenhäcksel auf. Dieses Gestein verwittert ockerfarben und ist mürbe, selten ist Schrägschichtung zu sehen.

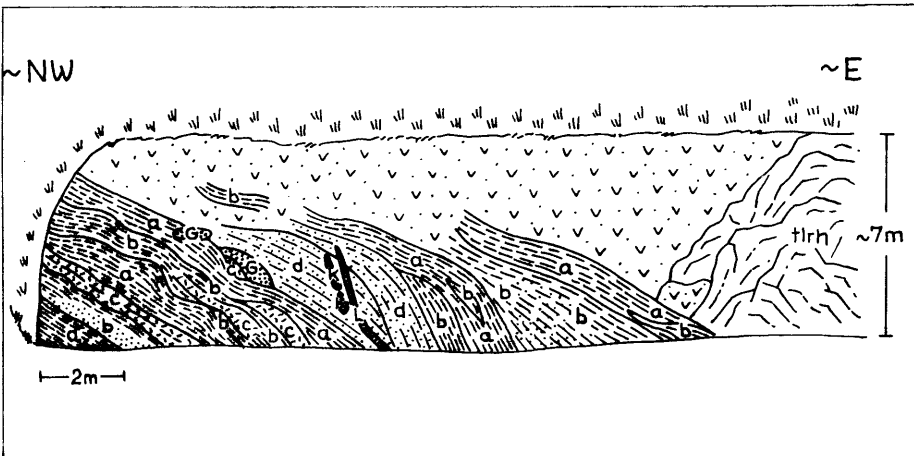


Abb. 1: Böschungsaufschluß von buntem Keuper (jetzt hinter einer Stützmauer) 900 m ESE des Wh. Luft. G – gebleichter, feuchter Sand; K – Kohleschmitzen; L – lettige Ausfüllungen. a – rötliche, violette Schiefertone, glänzend, blättriges Zerbrechen, Übergang in grünliche bis graue Schiefertone, spitzwinkelige Kluftkörperchen. Trocken zu Sand zerbröselbar, manchmal Dolomitlagen. b – grünliche bis graue, mm-dünne Schiefer, zwischengeschaltet dm-dicke Sandsteine. Die grünlichen sind mit rötlichen Schiefen eng verknetet. Die Sandsteine zeigen mm-dünne hell-dunkel-Bänderung. Etwas Hellglimmer tritt auf. c – mm- bis dm-geschichteter Dolomit, mit dünnsten Tönhäutchen, oft beulenartig in die roten und grünen Schiefer eingeschaltet. Der Dolomit ist sehr leicht auf kleinste Kluftkörper zerbrechbar. d – heller, gelblicher Sandstein (mikroskopisch ist es ein Quarzsandstein mit Biotit und Granat als Akzessorien), mit dunkelbraunen Tonzwischenlagen und cm-dünnen Kohleschmitzen.

Dünnschliffe erbrachten eine Vormacht der Quarzsandsteine mit wenig verzahnten, gut gerundeten Mineralen, sowie Chlorit, Biotit, Granat und Alkalifeldspat als Begleiter. Selten ist Kalksandstein mit Quarz als Nebengemengteil vertreten. Schwermineralspektren erbrachten eine deutliche Rutilvormacht mit Apatit und Turmalin als Assoziation. Nach H. WIESENEDER (1953) entstammt diese „artenarme Restgesellschaft“ einem Granitgebiet.

**Fossilführung:** Sämtliche Schlamm-Lösproben erwiesen sich als steril. Aus lithofazieller Übereinstimmung mit dem Keuper aus Grünau im Almtal wurde mit M. KIRCHMAYER (1957) norisches Alter angenommen.

**Mächtigkeit und Verbreitung:** Die beiden Aufschlüsse an der Luft-

straße, jeweils 800 m E bzw. 900 m ESE Wh. Luft sind in 20 bzw. 6 m Mächtigkeit anzutreffen.

**G e n e s e :** Die beste Übereinstimmung mit fremden Keupervorkommen, ist die aus den kleinen Karpaten, welche H. VETTERS (1904, S. 70 ff.) gibt. Gebildet wurden diese terrigenen, zum Teil fluviatilen Sedimente wohl in einem seichten, übersalzenen, warmen Wasser.

### 5.25 Kössener Schichten (Rhät)

**L i t h o l o g i e :** Dunkle, graue, harte Kalke und Mergel, leicht bläulich angewittert, meist großnuppelige Oberfläche, graphitische Beläge sind nicht selten. Milde Schiefer sind oft zwischengeschaltet. Die Schiefertone sind eng verruschelt und ausgequetscht.

Im Dünnschliff handelt es sich um Dismikrite mit einem Sparitanteil von ca. 5 %, mit häufig schlecht sortierten Bioklasten und einem Biogenanteil von größer 50 %.

**F a u n a :** Bei dem Rhätaufschluß nahe der Hundsdorfbrücke fand ich folgende Fauna (det. B. GRUBER).

*Bakevella* cf. *bouei* (HAUER)

*Lima* cf. *striata* (SCHLOTH.)

*Taeniodon* (?) *praecursor* SCHÖNB.

„*Chlamys*“ cf. *favrii* STOPP.

*Rhaetina gregaria* SUESS

*Enantiostreon* sp.

*Thecosmilia* sp.

**M ä c h t i g k e i t :** Im Westteil hat das Rhät mehr als 100 m Schichtdicke, im östlichen Teil (Brandleitenkogel) erreicht es 120 m, hingegen ist es im Röhrenbachgraben nur mehr 50 m mächtig.

**V e r b r e i t u n g :** Der nördliche Rhätstreifen ist entgegen der Darstellung von A. BITTNER et al. (1907) und H. SCHWENK (1949) nicht durchgehend ausgebildet, sondern zieht nur vom Wh. Luft an nach Osten. Die südliche Entwicklung ist vom Weissenbachtal bis zum Röhrenbachtal durchgehend aufgeschlossen.

**G e n e s e :** Die häufig auftretende Korallengattung *Thecosmilia* deutet auf gut durchlüftetes und lichtdurchflutetes Wasser normaler Salinität hin, nach F. FABRICIUS (1966, S. 39 ff.) mit einer Tiefe von weniger als 50 m. Die ebenfalls beobachteten Ooidlagen sprechen wieder für ein seichtes Ablagerungsgebiet. Graue Mergellagen sind Beckenentwicklungen und gehören dem Langschwebbereich an.

### 5.26 Schattwalder Schichten (Oberrhät)

**L i t h o l o g i e :** Weinrote, nicht sehr harte, schmierige Mergel. Auch leicht grünlich bis graue, rötliche, glimmerreiche Tonschiefer, mit feiner mm-Bänderung, brechen im allgemeinen entlang dieser und sind mürbe im Anschlag. Rotbraune Verwitterungsrinde.

**M ä c h t i g k e i t :** Die Schichtstärken der Schattwalder Ausbildungen von allen sechs Vorkommen betragen, da meist nur aus Schutt kartierbar, 2 bis 8 m.

**V e r b r e i t u n g :** Im nördlichen Rhätzug befindet sich nur ein Vorkommen, und zwar 350 m NNW Steinklamm. Die restlichen fünf finden sich in der südlichen Rhäterstreckung. Das westlichste ist 250 m SE Kote 746 zu finden. Ein Auftreten liegt W des Gehöftes Gsoll, ein weiteres 200 m NE Am Berg. Eines ist dann noch 800 m E Brandleitenkogel zu sehen und das letzte Vorkommen liegt am Nordhang des

Gaisbühels, 600 m NNE der Kote 849.

Bei dem östlichsten Auftreten liegen die Schattwalder Schichten direkt an der Rhät/Lias-Grenze.

Bei den Übrigen kann man aus der Position des Auftretens sehen, daß diese weinroten Mergel nicht ausschließlich am Oberrand, sondern auch inmitten, bzw. im oberen Drittel des Rhät auftreten können.

**G e n e s e :** Diese roten, aus aridem Verwitterungsmaterial bestehenden Einschaltungen, stellen ebenso Bildungen aus dem Milieu der Kössener Schichten dar (vgl. F. FABRICIUS, 1966, S. 13 ff.).

#### 5.27 Kalksburger Schichten (Unterlias, Hettang)

**L i t h o l o g i e :** Im Handstück braun verwitternder, feinsandiger Kalkstein, mit bis zu 2 cm-dicker Verwitterungsrinde. Im Bruch stahlblaugraue Sandkalke, ziemlich hart, wenige mm-dünne Kalzitäderchen. Typisches Aussehen von harten, angerundeten Sandsteinen. Bisweilen hellgraue Verwitterung. Reich an Ostreenbruchstücken und Zweischallerresten, sowie diversen Gastropodenquerschnitten.

**F a u n a :** Neben den schon erwähnten Bioklasten wurden von mir noch folgende Makrofossilien in den Kalksburger Schichten 300 m SW Am Berg aufgesammelt (det. B. GRUBER, Paläont. Inst. Univ. Wien).

*Plicatula hettangensis* TERQUEM

*Gryphaea* sp.

*Cardinia* sp.

Womit Hettang belegt ist.

**M ä c h t i g k e i t u n d V e r b r e i t u n g :** In meinem Kartierungsgebiet konnte ich Kalksburger Schichten nur an der „Luftstraße“ im Marbachgraben finden. Das linsenförmig gestreckte Vorkommen liegt 300 m SSW Am Berg und schaltet sich zwischen Kössener Schichten im Liegenden und den Lias Fleckenmergeln im Hangenden ein. Die Mächtigkeit beträgt, da nur an der Böschung gut aufgeschlossen, etwa 10 bis 15 m.

**G e n e s e :** Nach den häufigen Austernvorkommen in diesen sandigen bis kalkigen Sedimenten kann auf ein wärmeres Flachwassermilieu hingewiesen werden, das unter kontinentalem Einfluß stand. Nimmt man den von G. WESSELY (1967, S. 37 ff.) beschriebenen Schürfling zu den terrigenen Ablagerungen der Kalksburger Schichten, so kann auch das Auftreten von Sporen die Landnähe in einem Küstenmilieu zeigen.

#### 5.28 Liasfleckenmergel (Unterlias, Lias $\beta$ bis Oberlias)

**L i t h o l o g i e :** Cm bis maximal 2 dm-geschichtete,  $\pm$  ebenflächige, seidige, dichte Kalke bis Mergel. Die Hornsteinführung ist unregelmäßig. Schiefer von mm bis 1 cm Stärke sind zwischen härteren Kalken und Mergellagen unregelmäßig eingeschaltet.

**F a u n a :** Folgende Gattungen und Arten konnten gewonnen werden (det. L. KRYSTYN), wie 600 m SE Kote 749:

*Echioceras raricostatum* (ZIETEN)

*Belemnites* sp.

am Pichlberg: *Euasteroceras* sp.

im Gölsnitzgraben, 700 m W Kote 420: *Arietites bucklandi* (SOWERBY)

In seiner Vorarbeit gibt G. BUCHHOLZ (1976) 500 m SSE Kote 749 folgende



Fossilien an:

*Asteroceras stellare* SOWERBY

*Echioceras raricostatum* (ZIETEN)

*Juraphyllites stella* (SOWERBY)

*Arietites bucklandi* (SOWERBY)

Diese Fauna ergibt ein Alter von höherem Unterlias bis Lias  $\beta_3$  (höchstes Sinemurien). Die Litho- und Biofazies zeigen, daß es sich nach V. JAKOBSHAGEN (1965) um einen Anteil der Älteren Allgäuschichten handelt.

**M ä c h t i g k e i t :** Die Schichtdicken schwanken von 20 m bei Hundsdorf bis 200 m bei Unterbrandgraben. Im Röhrenbachgraben sind es 50 bis 80 m.

**V e r b r e i t u n g :** Bei Unter-Brandgraben gut aufgeschlossen, stoßen die Mergel bis zum Pichlberg vor, um sich dann über Füllion und nördlich des Frohnberges bis an das östliche Kartenende zu erstrecken.

**G e n e s e :** Es handelt sich um die tiefjurassische Beckenentwicklung, die in neritischen bis tieferen Teilen eines Flachmeeres (V. JAKOBSHAGEN, 1965, S. 79 f.) oder auch in Tiefen von einigen 100 m, wie D. BERNOULLI & H. JENKINS (1970, S. 516) es ausführen, abgelagert wurde. Die Fleckenbildung verursachten marine Anneliden. Durch rasche Einsedimentierung entstanden nach F. FABRICIUS (1960, S. 10) pyritische Grausedimente.

#### 5.29 Liaskieselkalk (Lias)

**L i t h o l o g i e :** Cm- bis dm-geschichtete graue, dichte, harte, splittrig brechende Kalke. Auch grau bis leicht blaugrau, sandig aussehende Kalke mit cm-dünnen Hornsteinlagen in ss. Die Kalke sind cm- bis maximal 30 cm-dick, ebenflächig und gut geklüftet. Sie verwittern mit einer rostigbraunen bis braungrauen Farbe.

**U. d. M.:** Kieselige bis kalkige Matrix, mehr als 50 % Bioklasten, sehr häufig schlecht sortierte Spiculae, eine Art „Spreizgefüge“ aus kieseligen Aggregaten, Kalkgehalt 15 bis 50 %, sonst nur Hornstein. Diese als Spiculite zu bezeichnenden Gesteine können gut mit dem von A. TOLLMANN (1976, S. 300) neueingeführten Begriff Kirchsteinkalk verglichen werden und werden in den Unterlias gestellt.

**M ä c h t i g k e i t :** In meinem Aufnahmegebiet kann die Schichtendicke mit 60 bis 80 m angegeben werden.

**V e r b r e i t u n g :** Am Franz-Labner-Weg (650 m S Kote 821) sind sie im Streichen gut aufgeschlossen und reichen bis in den Graben SE Unterbrandgraben.

**G e n e s e :** Diese schon als Spiculite zu bezeichnenden Gesteine sind nach E. FLÜGEL (1978, S. 236) in hemipelagischen Becken unter Anhäufung von Kieselspiculae, von denen auch die Kieselsäure stammt, abgelagert worden. Die meist schlecht sortierten, nur selten eingeregelteten Schwammspiculae deuten auf eine mögliche geringe Wasserbewegung hin. Die lagenweise Kieselsäureanreicherung spricht wieder für Stillwassercharakter.

#### 5.210 Oberlias „in Adneter Fazies“ (Oberlias, Toarcien)

**L i t h o l o g i e :** Dichter, 1 bis 2 dm dicker, geschichteter, leicht welliger, fleischroter bis braunroter Kalkmergel, bisweilen diffuser Übergang, in grün geflaserte, grüngraue Gesteine. Im Bruch glatt und leicht muschelig. Wenig Kalzitadern. Zwischen den harten Mergeln sind 2 bis 6 mm dicke weiche, rotbraune Tonschiefer eingeschaltet. Die harten Lagen und die Zwischenlagen wechseln einander rhythmisch ab. Dauernder Wechsel von rötlich, violett bis grünlichgrau oft in einem Handstück.



betragen. Zu finden ist diese Ausbildung im Gölsnitzgraben 500 m W der Kote 420, wo sie von Liasmergel „in Adneter Fazies“ unter- und von Filamentkalken überlagert werden.

**G e n e s e :** Die in der Hauptmasse aus Krinoidenstielgliedern bestehenden Dogger-Spatkalke dürften in einem nicht zu tiefen Teil der rhätischen Riffabhänge gebildet worden sein (vgl. O. F. GEYER, 1977, S. 275). Seichtes, meist bewegtes Wasser kann angenommen werden. Ruhigeres Milieu bewirkt dann häufig die Bildung lutitischer Zwischenmittel. Dies alles wird als Seichtschwelfazies angesehen.

#### 5.212 Vilser Kalk (Dogger)

**L i t h o l o g i e :** Rötlicher, violetter, spätiger, vereinzelt Belemniten führender Kalk, massiger, kompakter Eindruck, wenig geklüftet. Wenig reinkalzitische Bereiche, sonst immer rötlich gesprenkelt.

**F o s s i l f ü h r u n g :** Außer Krinoidenstielgliedern in den Schliften und vereinzelt Belemniten im anstehenden Gestein konnten keine Fossilien beobachtet werden.

**D a s V o r k o m m e n** befindet sich am Westhang des Frohnberges (650 m), grenzt westlich an malmische Rotkalke, und hat die Form einer N-S-gestreckten Ellipse, die an drei Seiten von Unterkreide-Schiefern umgeben wird. Sonst konnte ich in der ganzen Frankenfeser Decke Vilser Kalk nicht mehr finden.

**G e n e s e :** Siehe Seite 48, Spätige Kalke bis Kalkmergel.

#### 5.213 Reitmauer-Filamentkalk (Dogger, Callovien)

**L i t h o l o g i e :** Graues, rötlich geflasertes Gestein, dicht, schwach wellig geschichtet, mit massigen Bereichen. Cm–dm-dünne Kalkmergel, oft auch spätige, rotbraune harte Kalke mit dünnen ausgewalzten rotbraunen Tonzwischenlagen. Selten knolliges, knödeliges Aussehen, oft m<sup>3</sup> große Blöcke, die den Schichtverband noch zeigen. Häufig haben diese Gesteine rote bis graue Hornsteinlagen zwischengeschaltet und werden zum Teil von diesen unterlagert.

**F a u n a :** U. d. M. finden sich häufig Dismikrite mit sehr vielen Filamenten im sogenannten „Spreizgefüge“, wenige Bioklasten, selten miliolide Foraminiferen und Echinodermenreste. Die Filamente stammen von *Bositra buchi* (RÖMER) det. L. KRYSZYN und sind bereichsweise eingeregelt. Die Schichten folgen einerseits im Hangenden von Oberlias- bzw. Liasfleckenmergel, andererseits liegen sie unter malmischen Aptychen- bzw. Haselbergkalken.

**M ä c h t i g k e i t** und **V e r b r e i t u n g :** Filamentkalke findet man im Gölsnitzgraben 400 m W Kote 420, wo sie ca. 10 m mächtig sind. Am Nordhang des Gaisbühels 400 m NNE Kote 849 erreichen sie 3 bis 6 m.

**G e n e s e :** H. FLÜGEL gibt (1967, S. 26 ff. und S. 40 f.) eine lithogenetische Deutung dieser Gesteine und spricht sich für Wassertiefen von 150 bis maximal 300 m aus. Rezent findet sich Muschelschill im Litoral bis Sublitoral. Die auch in meinem Material häufig auftretenden „Spreizgefüge“ von Muschelschalen (Prodissoconche pelagischer Muschel-Querschnitte) deuten auf stärkere Wasserbewegungen hin, was nach L. KRYSZYN (1971, S. 501) auf Tiefen innerhalb der Wellenuntergrenze hinweisen müßte.

#### 5.214 Ruhpoldinger Radiolarit (Oxford)

**L i t h o l o g i e :** Cm bis dm-geschichtete, ebenflächige, sehr harte, splittrig brechende, kieselige Gesteine. Meist rötlich bis braun und grün bis grau gefärbt. Das Ge-

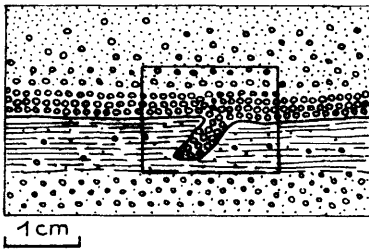


Abb. 2:

Ruhpoldinger Radiolarit mit „Geopetalgefüge“  
In den noch nicht verfestigten silikatisch-kalkigen Tonschlamm greift taschenförmig größeres Material in Form von Radiolarien ein.  
(Siehe auch Taf. 1, Fig. 1).

stein hat oft eine feine mm-Lamination, die aus verschiedenen Korn- bzw. Radiolariengrößen besteht.

Mikroskopisch besteht der Radiolarit zum überwiegenden Teil aus Spumellarien, welche in einer kieselig-kalkigen Grundmasse schwimmen.

**Mächtigkeit:** Im Weissenbachtal an der NE-Seite kann diese mit 35 m angegeben werden. Im Graben SE Unter-Brandgraben liegt er sehr flach mit höchstens 25 bis 40 m.

**Verbreitung:** Radiolarit tritt im kartierten Gebiet nur im äußersten Südwestteil auf.

**Genese:** Radiolarite stellen Tiefseeablagerungen von 3000 bis 4000 m dar, wie Mangel an Fossilien, Organismenselektion und Erhaltungsart der Skelettreste zeigen.

#### 5.215 Agathakalk (Malm, Kimmeridge)

**Lithologie:** Rötlicher, violetter, schwach knolliger, sehr harter, dichter Kalk mit massenhaft grünlichen bis grauen, oft 1 mm-großen Pünktchen (= Glaukonit). Verwittert mit einer bräunlichroten Farbe. Im Handstück ist zu sehen, daß der Glaukonit oft eine Anreicherung erfahren hat und als grüne, sehr dünne Haut das Gestein überzieht.

**Fauna:** Diese besteht im Schliff hauptsächlich aus 2–3–4-kammerigen „Protoglobigerinen“, wenigen Echinodermen und Zweischallerresten, sowie einer beträchtlichen Glaukonitführung (siehe Taf. 1, Fig. 2).

**Mächtigkeit:** Auf Grund des dürftigen Aufschlusses kann hier eine Schichtdicke von vielleicht 1 m angegeben werden. Die Liegendgrenze konnte nicht festgestellt werden.

**Verbreitung:** Agathakalk konnte nur an einer Stelle gefunden werden, und zwar an der Nordseite der Melkerstraße bei Nr. 26 (NW-Ecke des Hauses).

**Genese:** Der hier erstmals beschriebene Nachweis von Glaukonit in diesen malmischen Rotkalken bildet allein noch keinen Indikator für bestimmte Tiefenlagen des Bildungsraumes. Nimmt man jedoch mit O. F. GEYER (1977, S. 203 f.) an, daß die, auch in meinem Vorkommen beschriebenen, häufigen „pillenförmigen“ Glaukonitkörner unter Umständen im flacheren Wasser entstanden sind, so ergibt sich somit eine geringere Bildungstiefe als sie A. FENNINGER & H.-L. HOLZER angeben (1972, S. 88), die generell die malmischen Ablagerungen der östlichen Nördlichen Kalkalpen in ein pelagisches Schwellenmilieu stellen.

#### 5.216 Tegernseer Kalk (Kimmeridge–Tithon?)

**Lithologie:** Fleischrote bis graue Kalkmergel, dicht, dicke Kalzitadern, ge-

krümmt-rissige, genoppte Oberfläche. Lagerungsart wellig bis knollig-schichtig. Rötliche tonige Zwischenlagen. Schichtdicken von cm–2 dm reichend, oft auch in der Schicht durch rote Hornsteinlagen und -knollen ersetzt. Die Verwitterungsfarbe ist weiß bis schmutziggelblich, manchmal getünchter Eindruck.

Trotz mikrofazieller Trennung, bei Tegernseer Kalk dominiert *Saccocoma* AGASSIZ und keine Calpionellen, bei Haselbergkalk überwiegt im tithonen Anteil erstmals die Calpionellenfauna und *Saccocoma* ist nur untergeordnet vorhanden; konnte nirgends eine eindeutige Grenze zwischen diesen beiden Rotkalktypen gezogen werden. H. W. FLÜGEL gibt (1967, S. 35) auch an, daß die lithologische Trennung nicht möglich ist.

**F a u n a :** Diese beschränkt sich im allgemeinen auf wenige Aptychenreste. Aus Dünnschliffen ergab sich folgende Zusammensetzung: Das Gestein liegt zumeist als Biomikrit vor, mit geringem Sparitanteil, sehr häufig *Saccocoma* AGASSIZ führend, einigen juvenilen Ammonitenquerschnitten, sowie der Alge *Globochaete alpina* LOMBARD. Die Bioklasten sind schlecht sortiert, das Gefüge kann als mud-supported bezeichnet werden. Radiolarien sind nicht selten. Auf Grund dieser Mikrofauna, sowie auch der Untersuchungen von H. W. FLÜGEL (1967, S. 35) und A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972) läßt sich das Alter mit Kimmeridge angeben.

**M ä c h t i g k e i t :** 300 m E des Schutzhauses am Gaisbühel beträgt sie 30 (40) m.

**V e r b r e i t u n g :** Durch die schwierige Grenzziehung zu den umgebenden Malmkalken wurden die Tegernseer Kalke in Übersignatur ausgeschieden. Ein Vorkommen liegt SE Schweighof. Am Frohnberg, als Bestandteil einer Liegendfalte, treten in den Malmkalken Saccocomakalke auf, die unscharf in Haselbergkalke übergehen. Am Gaisbühel findet man sie nördlich unter dem Gipfel. Weitere kleine Vorkommen gibt es noch am Gaisbühel SW-S-Hang.

**G e n e s e :** Diese Kalke stellen die Langschwebfazies der roten, knolligen Malmkalkentwicklung dar und sind in einer Tiefschwellenlage gebildet worden. Rotfärbung und typische Mikrofazies kennzeichnen dieses Milieu (A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972, S. 66 ff.).

### 5.217 Ammergau Schichten (Tithon bis Berrias)

**L i t h o l o g i e :** Graue, oft fleckige, blättrig brechende, meist sehr beanspruchte, gefaltete, zerscherte, leicht knollige, cm- bis dm-geschichtete Mergel bis Mergelkalke, welche häufig Hornsteinknollen und -lagen führen von ocker bis brauner Verwitterungsfarbe.

**F o s s i l f ü h r u n g :** Zur Stratifizierung wurden hauptsächlich Dünnschliffe herangezogen, welche folgende Mikrofazies erbrachten: Biomikrite (wakestone) mit einer reichen Calpionellenfauna des Malm bis zur Unterkreide, welche ein Hinaufreichen der Ammergau Schichten bis in das höhere Berrias anzeigt. Zu erwähnen ist noch, daß durch das Auftreten von Nannoconiden in allen Proben der Beginn der Unterkreide deutlich markiert wird.

**M ä c h t i g k e i t :** Diese liegt primär zwischen 60 und 120 m. Durch Faltung und Schuppung ergeben sich oft Schichtdicken bis zu 200 m und mehr.

**V e r b r e i t u n g :** Aptychenschichten beginnen im Weissenbachtal und folgen im wesentlichen, bis zur Kreuzung nach Tradigist, dem Lauf der Pielach. Sie bilden den Hofberg und den Gaisbühel.

**G e n e s e :** Die häufig eine reiche Calpionellenfauna führenden Kalke, wurden in einem pelagischen Milieu abgelagert, die für große Tiefenlagen charakteristisch ist

(vgl. B. ZIEGLER, 1967, S. 452 und O. F. GEYER, 1977, S. 223). Die mit den Oberalmer Schichten altersgleichen hier zu beschreibenden Kalke sind nach H. FLÜGEL & A. FENNINGER (1966, S. 265) auf Grund von Coccolithenanreicherung und Foraminiferenarmut, aber Ansteigen von Radiolarien, Silikoflagellaten und anderen sedimentären Merkmalen als bathyal-pelagische Bildungen aufzufassen. Kennzeichnend ist noch die Graufazies der Beckenentwicklungen.

#### 5.218 Äquivalent des Plassenkalkes (Tithon)

**Lithologie:** Massige, äußerst großes Blockwerk bildende, rosa, fleischrote, hellbraune, graue, weißliche, rötliche geflaserte Kalke bis Mergelkalke, die manchmal dunkle Tonfäden führen und deutlich zeigen, wie sie mitgefaltet wurden. Auffällig ist das Auftreten von dm- bis cm-geschichteten Kalken mit diffusem Übergang ins Liegende.

**Fossilführung:** Kennzeichnend für diese Mikrofazies ist vor allem der Reichtum an Ooiden (siehe auch Taf. 1, Fig. 3). Ausgebildet ist dieses Gestein als Ooidmikrit, seltener als Biomikrit.

Auffällig ist das Auftreten von „*Protoglobigerinae* sp.“. Juvenile Ammonitenquerschnitte, sowie die Alge *Globochaete alpina* LOMBARD sind nicht selten. Die dürftigen Faunenreste erlauben hier jedenfalls nur eine etwas unsichere Einordnung in den Malm. Anlaß hiezu ist auch die Unterlagerung von Tegernseer Kalk bzw. Haselbergkalk, dies gilt zumindest für den N-Hang des Gaisbühels und Teile des S-Hanges. Was die lithologische Entwicklung betrifft, spricht vieles für ein dem „Plassenkalk ähnliches“ Gestein, das wird auch gut durch den Reichtum von Ooiden gezeigt. Das Gestein kann wohl bereichsweise als Oolith angesprochen werden.

**Mächtigkeit:** Es läßt sich von der Liegendgrenze (durch Malmrotkalke) an, eine Höhe der „Riesenblöcke“ mit mindestens 10 bis maximal 25 m angeben.

**Verbreitung:** Ein schönes Vorkommen befindet sich 500 m WNW Unterwinkel im Pielachtal. Das Hauptauftreten ist im wesentlichen rund um das Hauptdolomitvorkommen im Gaisbühelsüdhang gegeben. Am W-Hang des Gaisbühels lassen sich diese massigen Kalke bis direkt zum Gipfel verfolgen.

**Genese:** Die von mir beschriebenen „Plassenkalke s. l.“ stellen den mikritischen Typus (Stillwasserfazies) der Obermalmriffentwicklung dar. Das Auftreten von Pseudoooiden, Ooiden und selten die Alge *Globochaete alpina* LOM., zeigen die bewegte Flachwassernatur an (vgl. A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1972, S. 82). Gut vergleichbar sind meine „Plassenkalke“ mit dem, allerdings Untermalm-Oolithkalk, den W. LEISCHNER (1959, S. 17) beschreibt und der die relative Globigerinenhäufung als ein Mikrofaziesmerkmal des unteren Malm (Oxford) ansieht. Mikrofaziel kann mein Vorkommen mit dem von E. FLÜGEL (1964, S. 226) beschriebenen Kalken in Beziehung gebracht werden. Die Bildungsnatur stimmt mit der des Plassenkalkes s. str. überein, die mikrofazialen Tatsachen sind nur bedingt vergleichbar.

#### 5.219 Haselbergkalk (Tithon bis Berrias)

**Lithologie:** Rote, tonige, harte, cm-dm-geschichtete, dichte Kalkmergel, wellig-knollige Oberfläche. Gekrümmt rissig, manchmal leicht spätig. Selten Konglomerat bis Brekzie mit grauen, mikritischen Komponenten, in rötlich brauner Grundmasse, im Anschliff Einregelung der 0,5 mm bis 25 mm großen Komponenten zu sehen. Der Haselbergkalk ist oft in größeren Blöcken anzutreffen, bewahrt aber in die-

sen das ursprüngliche schichtige Aussehen. Auch bei den Haselbergkalken ist immer wieder der diffuse Übergang in massige, helle, dichte Mergel bis Kalkmergel zu sehen. Bisweilen auch graues, rötliches Gestein, knollig schichtig, bis massig verschweißt, mit dunklen, cm-dünnen, weichen Tonzwischenlagen.

**Fossilführung:** Aus einer Dünnschliffreihe ergab sich folgende Ausbildung: Dismikrit bis Biomikrit mit sehr häufig Calpionellen, welche ein Tithonalter erbrachten. Daneben finden sich noch juvenile Ammoniten-, einige Aptychenreste, sowie verschiedene Echinodermen- und Zweischalerbruchstücke. *Globochaete alpina* LOMBARD ist selten. Mud-supported Gefüge ist vorherrschend.

**Mächtigkeit:** Im Gölsnitzgraben, ca. 800 m W Kote 420, am Nordhang des Frohnberges (600 m N Kote 650) und am Gaisbühelnordhang konnten jeweils Schichtdicken von 30 m (bis 40 m) ermittelt werden. Manchmal fast nur wenige m, dann wieder auf mehr als 60 m anschwellend, was wohl durch die starke Anschoppung zu erklären ist.

**Verbreitung:** Das westlichste Auftreten liegt 700 m ESE Kote 821 und zieht in Richtung Unter-Wies. Die Hauptverbreitung ist ein Zug, der 1000 m WSW Wetterschlag beginnt und von hier über Steinrott, Laimboden und Steindlgraben nach E in den Röhrenbachgraben streicht. Da die knolligen Rotkalken des Malms, die am „Kamm“ des Gaisbühels, sowie auch an vielen Punkten am Südhang vorkommen, sich aus Tegernseer- und Haselbergkalken zusammensetzen, können diese Vorkommen nur in Verbindung miteinander genannt werden. Die Trennung wurde in der Karte insofern vorgenommen, als die reinen Saccomakalke in Übersignatur ausgeschieden wurden, die Tithonrotkalke jedoch in der Hauptsignatur verblieben.

**Genese:** Auch die Haselbergkalke stellen Ablagerungen eines Tiefschwellenbereiches dar und sind nur mikrofaunistisch von den Tegernseer Kalken unterscheidbar. Mit A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972, S. 68) sind die Haselbergkalke als Substitutionskalke zu deuten.

#### 5.220 Mühlbergkalk (Tithon)

**Lithologie:** Braunrote bis violettrote, spätige, harte Kalke, cm–dm-dünn geschichtet, meist linsig, selten in größeren Blöcken auftretend. Der Krinoidenreichtum ist schon mit unbewaffneten Augen erkennbar.

**Fauna:** Außer den Krinoiden konnten keine Fossilien gefunden werden. U. d. M. sind es Biomikrite, häufig Bioklasten führend, Krinoidenplatten fungieren als Gerüstbildner. Das Gefüge kann als (mud-supported bis) grain-supported bezeichnet werden.

**Mächtigkeit und Verbreitung:** Da die Mühlbergkalke nicht abgrenzbar in malmischen Rotkalken stecken, kann über die Schichtdicke schwer etwas ausgesagt werden. Es wird sich wohl um Beträge unter 5 m handeln. Das Auftreten ist immer an Haselbergkalke bzw. Tegernseer Kalke gebunden, womit ein Malmalter (Tithon) wahrscheinlich wird.

Ein Fundpunkt liegt 500 m S Pichlberg, einer 300 m NNW Laimboden, in Form von eher massigeren Einschaltungen im Haselbergkalk. Ein weiterer tritt am Gaisbühelrücken 250 m W Kote 849 auf.

**Genese:** Dieser Kalk stellt die krinoidenreiche Seichtschwellenentwicklung des Malm dar.

#### 5.221 Schrambachschichten (Berrias bis Barrême)

**Lithologie:** Graue bis dunkelgraue, mm–cm-geschichtete, ebenflächige,

mürbe Schiefertone und Schiefer, teilweise harte mit Kalkrippchen durchzogene Bereiche, stellenweise verruselt, auf kleinsten, dünnplattigen, scharfkantigen Schutt zerfallend. Häufig auch grauer (im frischen Bruch), sonst brauner, feinkörniger Sandstein. Braust nur leicht mit HCl, wenig Kalzitadern. Cm-geschichtete, harte Lagen, höchstens dm-dick, dazwischen sandig-tonige Lagen, die nur mm-dünn sein können. Diese Ausbildung kann häufig als Wechselfolge beobachtet werden. Die Schiefer führen häufig 1 mm dünne, schmierige Tonbeläge. Zwischengeschaltete Sandsteine führen oft massenhaft Pflanzenhäcksel (selten Kohleschmitzen).

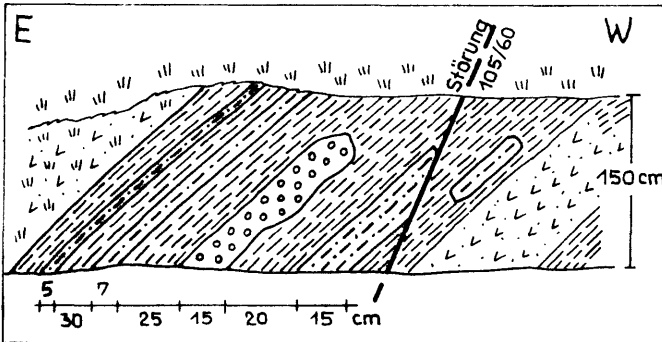


Abb. 3:

Den häufigen Wechsel in den Sedimenttypen sieht man am besten 300 m E Kote 601, an einem Hangrücken Richtung Loosberg.

Die Klüftung in den Schiefnern ist unregelmäßig, oft sieht man kreis- bis bogenförmige Klüftverläufe. Die Klüftkörper haben blättrige, stengelige Form. Die Schiefertone haben manchmal eine leicht knollige, nuppelige Schichtfläche und immer wieder sandige Zwischenlagen. Sie brechen hart und splittrig, mit kantigen völlig glatten Bruchflächen und sind im ss gut spaltbar. Die Schichtfugen sind vor allem in den mehr mergeligen Partien messerscharf ausgebildet.

**Fossilführung:** Um zu einer Einstufung zu gelangen, wurden mehr als 100 Nannoplanktontests durchgeführt, von denen sich 72 als fündig erwiesen. Es konnte somit die Unterkreide zumindest durch das Auftreten von Nannoconiden ermittelt werden. Eine Auswahl der Nannoflora erbrachte:

<i>Parhabolithus embergeri</i> (NOEL) STRADNER	h
<i>Watznaueria barnesae</i> (BLACK) PERCH-NIELSEN	h
<i>Nannoconus</i> sp.	h
<i>Cyclagelosphaera margereli</i> NOEL	s
<i>Nannoconus steinmanni</i> KAMPTNER	mh
<i>Nannoconus bucheri</i> BRÖNNIMANN	mh
<i>Braarudosphaera</i> sp.	s
<i>Braarudosphaera</i> cf. <i>discula</i> BRAML. & RIEDEL	ss
<i>Nannoconus</i> cf. <i>globulus</i> BRÖNNIMANN	s
<i>Nannoconus colomi</i> (DE LAPPARENT) COLOM	s

Die Nannofloren wurden in liebenswürdiger Weise von Dr. H. STRADNER bestimmt. Aus den vorliegenden Fossilien läßt sich ein Alter der Schrambachschichten vom Beginn des Neokoms, also Berrias bis ins Hauterive-Barrême angeben. Schlammproben, die auch aus Kontrollgründen gemacht wurden, erbrachten ein äußerst schlecht erhaltenes Material, mit einer dürftigen Mikrofauna, det. A. PAPP. Es fanden sich:

*Marssonella oxycona* (REUSS)  
*Gavelinella* sp.  
*Glomospira* sp.



*Epistomina* sp. und *Dentalina* sp.

Die spärliche Fauna mit der weltweiten Unterkreideform *Marssonella oxycona* (REUSS), (vgl. H. BARTENSTEIN & F. BETTENSTAEDT et al., 1962, S. 257 und H. BARTENSTEIN, F. BETTENSTAEDT & H. BOLLI, 1957, S. 20 und Taf. II) steht nicht im Widerspruch zur oben angeführten Nannoflora.

**M ä c h t i g k e i t :** Die Stärke der Schrambachschichten liegt zwischen 60 und 150 m.

**V e r b r e i t u n g :** Die Bedeckung des Kartierungsgebietes mit diesem Sediment ist sehr groß und nimmt ca. 25–30 % der Gesamtfläche ein. Bei Reith südlich der Pielach liegt das kleinste Vorkommen. Dann erstreckt sich dieses Sediment vom Schweighof über Loosberg und Scherzbach Richtung Soisbach nach Osten. Es bildet die stark zu Rutschungen neigenden Hänge rund um den Frohnberg, sowie den NW-Hang des Hofberges und umschließt das Gaisbühel von drei Seiten.

**G e n e s e :** Die Sedimentation der Unterkreide läuft ohne Unterbrechung bis in die höhere Unterkreide durch. Die pelagischen Ammergauer (= Aptychen) Schichten weisen einen zunehmenden Anteil von Tonkomponenten auf und bilden sich zu nahezu kalkfreien Schiefen—Schiefertonen aus (W. ZACHER, 1966, S. 244 f.). Zeitweise ist der terrigene Einfluß stärker, denn vereinzelt lassen sich auch härtere Sandsteinlagen nachweisen.

## 5.222 Unterkreidesandstein (= Roßfeldschichten)

**L i t h o l o g i e :** Grauer, feinkörniger, sehr harter Sandstein, dm-geschichtet, häufig Hellglimmerbesatz, verwittert gelblich bis braun, Pflanzenhäcksel nicht selten. Mikroskopisch handelt es sich um Quarzsandsteine mit Kalzitanteil (oft als Grundmasse), sowie Hellglimmer, Plagioklas, Alkalifeldspat und Chlorit als Begleiter. Das vorherrschende Schwermineral ist Zirkon unter Hinzutreten von Chromit, was nach G. WOLETZ (1963, S. 91) für kalkalpine Unterkreide charakteristisch ist, zumindest gilt dies für die von G. WOLETZ untersuchten Roßfeldschichten. Diese Minerale deuten auf eine Herkunft der Sande aus basischen Eruptivgesteinen hin.

**E i n s t u f u n g :** Mit den Roßfeldschichten (zumindest den Unteren Roßfeldschichten) können die eingangs beschriebenen Sandsteine verglichen werden, obwohl in der Schwermineralführung nach P. FAUPL & A. TOLLMANN (1979, S. 114) ein gewisser Unterschied besteht. Bei meinen Sandsteinen fehlt nämlich die grüne Hornblende völlig und der Chromit fast ganz. Auch der Zirkonanteil ist bei mir höher als in den Roßfeldschichten s. str. Lithologisch hingegen und auch altersmäßig, das zeigt die intensive Verbindung mit den Schrambachschichten (zum Teil diese überlagernd), kann eine Ähnlichkeit angenommen werden. Dies alles war auch der Grund sie eigens abzutrennen und nicht bloß als Sandsteineinschaltungen in den Schrambachschichten anzusehen, sondern als Überleitung zu den richtigen sandigen Bildungen der mittleren bis höheren Unterkreide.

Die **M ä c h t i g k e i t** kann mit 10 bis 20 m angenommen werden.

**V o r k o m m e n :** Bei Niederwasser in der Pielach sind diese Typen 800 m NE der Kirche gut zu sehen. Am Loosberg-Westhang und in Scherzbach tauchen graue Sandsteine mittelsteil nach SE ab.

**G e n e s e :** Der Typus der Unteren Roßfeldschichten stellt eine submarine Ablagerung im Bereich eines zentralen Tiefseerinnenbereiches mit maximalster Sandsedimentation dar (P. FAUPL & A. TOLLMANN, 1979, S. 110 ff.). Auch das Fehlen von metergroßen Blöcken, Erosions-, Rinnen- und Rutschstrukturen ist charakteri-

stisch für die basalen Anteile der Roßfeldschichten, sowie auch das verstärkte Auftreten von siliziklastischem Detritus gegenüber den liegenden kalkigen Schrambachschichten.

### 5.223 Losensteiner Schichten (? Höhere Unterkreide)

#### 5.2231 „Rosinenmergel“ (= Geröllpelite)

**Lithologie:** Mürbe, ockerbraune Schiefer bis Schiefertone, cm- bis maximal 1 dm-dick geschichtet, auch massiges Auftreten, führen in den einzelnen Schichten oft auffällig helle, milchige, dunkle, gut gerundete, 0,5 – 2 cm große Quarze, selten sieht man die leere kugelige Form eines ausgewitterten Kornes.

**Fossilführung:** Schlämmproben aus den Schiefen, wie auch Mergelanteilen erwiesen sich als fossilifer. Nannoplanktonuntersuchungen hingegen erbrachten folgende Flora:

*Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN  
*Braarudosphaera hoeschulzi* REINHARDT mh  
*Braarudosphaera africana* STRADNER  
*Nannoconus colomi* (DE LAPPARENT) COLOM

Nach H. STRADNER spricht diese Flora für Unterkreide, eine engere Einstufung war nicht möglich. J. LÖCSEI (1970, S. 11) gibt für die „Rosinenmergel“ mit ihren zahlreichen Hedbergellen als Alter Mittelalb an.

**Mächtigkeit und Auftreten:** An der einzigen Stelle ihrer schönsten Ausbildung, 100 m SW Wagenstein, kann die Mächtigkeit mit ca. 2–3 m angegeben werden.

#### 5.2232 Konglomerate (und Brekzien)

**Lithologie:** Quarzkonglomerate mit gut gerundeten, grünen, rötlichen, schwarzen und hellen Quarzen von Gries- bis Hühnereigröße. Im Gölsnitzgraben, wo die schönsten Konglomerate gefunden werden, zeigen sie folgende Ausbildung. An Komponenten finden sich: Quarze, farblos, rötlich, grünlich, Grünschiefer, schwarze Quarze, hellgraue Karbonate. Die Vormacht bilden Quarze, alle gut gerundet, in sandiger bis kieseliger Matrix, meist massige Blöcke, die Pseudobankung zeigen. Komponenten von Stecknadelkopfgröße bis Faustgröße sind zum Teil ausgewittert, Hohlräume zurücklassend. Die Blöcke sind kaum geklüftet, kantengerundet bis gerundet. Die Komponentenform ist meist kugelig, ellipsoidisch und quer zur längeren Achse oft in mm-Abstand durchgeschert. Die im Anschliff angefärbten Konglomerate lassen erkennen, daß das Verhältnis von Quarz- zu Kalzitgeröllen unterschiedlich ist. Bereichsweise dominiert Quarz völlig. Selten erreichen die Kalkkomponenten einen Anteil von 30 %. Die Komponenten sind manchmal eingeregelt. Im Dünnschliff untersuchte „exotische“ Gerölle bestehen in der Hauptmasse aus Quarzen mit Hellglimmer, Chlorit, Feldspäten und Karbonaten mit wenigen Biogenresten.

**Mächtigkeit und Verbreitung:** Schichtendicken lassen sich bei diesen massigen Blöcken nicht ermitteln. Gehäuft treten diese Konglomerate SW-S Loosberg auf. In der Pielach (Schwerbach) und SW Wagenstein gibt es schöne Vorkommen. 600 m SSE Kirchberg findet man Geröllpelite mit deutlicher Korngrößenzunahme.

**Genese:** Seit dem Mittelalb wurden durch die austrische Phase verstärkt Gerölle geschüttet. Man erkennt das langsame Einsetzen in den Geröllpeliten („Rosinenmergel“). Im Oberalb wurden dann verstärkt Grobklastika (Brekzien und Konglomerate)

gebildet. Nach H. KOLLMANN (1968, S. 135) sind die Losensteiner Schichten wegen ihrer Mollusken-Korallenfauna Flachwasserablagerungen. J. LÖCSEI (1970, S. 100 ff.) weist flyschähnliche Merkmale nach; ich konnte flute casts ebenfalls beobachten, die demnach auch Bildungen des Tiefwasserbereiches sein könnten.

### 5.3 Cenomanrandschuppe

#### 5.31 Ruhpoldinger Radiolarit (Malm, Oxford)

**Lithologie, Fauna und Genese** siehe S. 49 f.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Die maximal 10 bis 15 m mächtigen Radiolarite findet man 400 m SSE Holzbauer linsig auftretend. Ein größeres Vorkommen bildet ein Zug, der 350 m E Pichl beginnt und mit einer kleinen Unterbrechung eines „Flyschhalbfensters“, sowie einer im Streichen eingeschuppten Partie von kieseligen Kalken, einen bewaldeten Kamm bildet und in einem kleinen Auftreten 500 m NW Kote 666 endet.

#### 5.311 Kieseltonen (Malm?)

**Lithologie:** Dunkle bis schwarze, dichte, splittrig brechende, meist nur wenige cm-dünne, kieselige Tone, arg zerstückelt und zerbrochen. Verwittern bläulich bis schwarz, ähnlich den Radiolariten.

**Verbreitung und Mächtigkeit:** Über die nur an einer Stelle auftretenden Kieseltonen, und zwar 400 m SSW Rabenstein, die in grauen, harten Kieselkalcken vorkommen, kann über die Mächtigkeit nichts ausgesagt werden.

#### 5.32 Schrambachschichten, kieselige Varietät (Höhere Unterkreide)

**Lithologie:** Feinkörnige, grau bis bläulich-graue, kieselige, ebenflächige, 1–3 dm-dick geschichtete Gesteine, brausen mit verdünnter HCl oft ziemlich stark. Bisweilen cm-dünne Verwitterungsrinde, splittriger Bruch, Kalzitkrusten häufig. Zwischenlagen von cm-dünnen, dichten, mürben, braunen Schiefertönen. Fleckige Kalke bis Mergel treten in Wechsellagerung mit den harten kieseligen Gesteinen und Schiefen auf. Diese Fleckenkalke sind bräunlich (die tiefjurassischen Fleckenmergel sind hellgrau), brechen mit einer harten, zum Teil hakigen Bruchfläche. Die kieseligen Partien sind mit den milden weichen Schiefen intensiv verfaltet, wobei auch die äußerst spröden „Kieselkalke“ manchmal sogar mit bruchloser Verformung reagieren. Die harten Lagen der „Kieselkalke“ wittern mit typischer eisenbrauner bis rostbrauner Farbe aus. Sie sind durchzogen mit nahezu geraden (seltener gebogenen) sich unter jedem Winkel (kreuzenden) schneidenden Verwitterungsrindenrissen (bis zu 5 mm und mehr breit), die sich im frischen Bruch nach innen einige cm weit fortsetzen. Eigenartig ist die polygonal zersprungene Gesteinsoberfläche. A. SPITZ beschreibt (1910, S. 369) Gesteine mit einer ähnlichen Verwitterungsrinde, die dem Aussehen nach einer „Brotkrustenbombe“ vergleichbar sind. Selten sind Einschaltungen von sehr harten, dichten, laminierten Kieselgesteinen. G. GEYER beschreibt (1910, S. 65 f.) Hornsteinknollen führende Kalke mit Aptychen, sowie Fleckenmergel mit rostigen Flecken, in gestörten Lagen arg zerschnittener Mergelschiefer, in deren hangenden Partien sich schmale, graue Sandsteinleisten einschalten. Die von A. SPITZ (1910, S. 369–371) und P. SOLOMONICA (1935, S. 52) beschriebenen Kieselkalke umfassen lithologisch äußerst ähnliche Ausbildungen, nur sind diese Einstufungen auf Vergleichen beruhend gemacht (1935, S. 37 ff.). A. SPITZ hat schon (1910, S. 401)

diese Schichten mit den Allgäuschichten verglichen, aber keine eigene Bezeichnung vorgeschlagen. Die von einigen Bearbeitern beschriebenen Kriechspuren und Rippelmarken (vgl. B. PLÖCHINGER, 1955, S. 106) und auch Chondriten führende Tonmergel, wie sie von F. TRUSHEIM (1930, S. 49) und G. GEYER (1910, S. 65) angeführt wurden, konnte ich nicht finden.

Bei vielen Autoren werden die Schrambachschichten als gegen das Hangende zu immer tonreicher und sandiger bezeichnet (vgl. F. TRAUTH, 1954, S. 98 und W. ZACHER, 1966, S. 214). Obwohl hornsteinarm, sind die von B. PLÖCHINGER (1955, S. 106) beschriebenen Schrambachschichten sehr gut mit meinem Vorkommen zu vergleichen. Eine ähnliche lithologische Entwicklung gibt R. ULRICH (1960, S. 113) an, wo er Quarz-Kalkspammite neokomen Alters mit karbonatischem Bindemittel, sowie akzessorisch Chlorit und Glimmer beschreibt. In den Mergellagen beobachtete ULRICH noch Lebens- und Kriechspuren.

Lithologische, aber nicht faunistische Ähnlichkeiten mit den Allgäuschichten sieht P. SCHMIDT-THOMÉ (1964, S. 263), sowie auch noch Quarz-Kalkspammite mit feinkonglomeratischer oder brekziöser Ausbildung. Aus der Unkener Mulde gibt R. E. GARRISON (1964, S. 146 f.) die Zusammensetzung der Schrambachmergel mit Quarz, Kalzit, Plagioklas und Tonmineralien an. Die Mergel sind manchmal schwach laminiert und enthalten keine Hornsteine. Auch die Wechsellagerung von Mergel mit Kalkschiefer wird angegeben. GARRISON findet in schlecht sortierten, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen, vom Typus einer Subgrauwacke, manchmal Gradierung und selten flute casts. Der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt wird von ihm mit ca. 40 % angesetzt. P. STEINER beschreibt (1970, S. 46) aus dem Neokom der Königsbergmulde eine Wechsellagerung von weichen, zementgrauen Mergeln mit ebenso gefärbten, festeren, muschelig brechenden, hornsteinfreien Mergelkalken. A. TOLLMANN (1976, S. 326) hat dann für ähnliche auch „Dogger-Kieselschichten“ genannten Ausbildungen und durch Ammonitenfunde von V. FAHLBUSCH (1962) belegt, den Namen Chiemgauer Schichten eingeführt. Was nun die Lithologie, Verwitterungsform und die mikrofazielle Beschreibung wie ich sie gegeben habe, betrifft, weichen meine kieseligen Mergelkalke und „Kieselkalke“ doch ziemlich von den vorhin angeführten Beschreibungen ab. Schwammnadelführung weist übrigens F. TRUSHEIM (1930, S. 49) nach, nur nicht in der Häufigkeit, wie in den aufgenommenen „Kieselkalken“. Trotz wechselnder Gesteinsfazies sind diese Gesteine an der „Luftstraße“ als Sonderausbildung der Schrambachschichten zu betrachten, die hier in kieseliger Varietät vorliegen. Sollte sich bei weiteren Untersuchungen vor allem in der Cenomanrandzone, die von den Schrambachschichten s. str. abweichende Fazies bestätigen, möchte ich als neue Bezeichnung „H o h e n b r a n d s c h i c h t e n“ vorschlagen, da sie in diesem Hügelzug an der „Luftstraße“, für voralpine Verhältnisse, einigermaßen gut aufgeschlossen sind.

**M ä c h t i g k e i t:** Durch starke Internfaltung und Schuppung ist eine Schichtdicke nur schwer abzuschätzen. An der „Luftstraße“, wo die kieseligen Schrambachschichten am besten aufgeschlossen sind, kann diese mit ca. 200 m angegeben werden. Sonst dürften sich die Mächtigkeiten zwischen 80 und 150 m bewegen.

**T y p u s p r o f i l:** Als Typusprofil kann der Abschnitt an der „Luftstraße“ dienen, der ca. 600 m NW Wh. Luft beginnt, an Böschungen und in einem alten, kleinen Steinbruch Einblick in die Fazies gibt, und bis 400 m SE Popmeder an der Straße relativ gut aufgeschlossen ist.

**F o s s i l f ü h r u n g:** Schlammproben der schiefrigen Zwischenlagen waren fossilifer. Untersuchungen auf Nannoplankton in den mergelig-schiefrigen Einschaltungen

erbrachten außer Watznauerien und Kieselschwammnadeln keine Einstufung. Eine Schwermineralanalyse brachte keine Schwerminerale zu Tage.

U. d. M. sind dies Spiculite mit sehr häufigen monactinen bis tetractinen Schwammnadeln in einer silikatisch-kalkigen Matrix von mehr oder weniger guter Einregelung. Glaukonit ist akzessorisch vertreten. Die Fleckenkalke führen wenig Spiculae und haben einen Kalkgehalt von ca. 15–25 %.

Durch oftmaliges Aufsuchen und Abklopfen der Aufschlüsse fanden sich in dem aufgelassenen Steinbruch, in den Fleckenkalken, an der „Luftstraße“ in der langen Rechtskurve (H 420), das ist 850 m NW Wh. Luft; drei bestimmbare Ammonitenreste.

*Crioceratites* (?) sp.

*Puzosia* (?) sp.

*Pulchellia* sp.

*Belemnites* sp.

Die Fauna deutet nach L. KRYSZYN, der sie auch bestimmt hatte, ein Alter von höherer Unterkreide an! (siehe Taf. 2, Fig. 1–4).

**V e r b r e i t u n g**: Kieselige Schrambachschichten durchziehen das gesamte Blatt von West nach Ost, mit einer Dominanz der härteren Kieselkalke. Fleckenkalke und Mergelschiefer bis Schiefer sind seltener zu beobachten.

**G e n e s e**: Die Kieselsäure, die hier von den Schwammnadeln der Kieselschwämme stammt (V. JACOBHAGEN, 1965, S. 76 und F. FABRICIUS, 1966, S. 46) und die Annahme, daß Kieselkalke Bildungen größerer Tiefe sind (O. F. GEYER, 1977, S. 256), weisen auf (?) pelagisch-abyssale Bildungen hin, der mikritische Anteil deutet auf ein Beckensediment hin. Wie die Schiffe gezeigt haben, sind die in der Grundmasse silikatisch-(karbonatischen) Gesteine wohl aus einem gleichmäßig verteilten Angebot von SiO<sub>2</sub> entstanden, denn lokale Anreicherung von Kieselsäure führt ja zur Knollenbildung. Die Ähnlichkeit mancher Fleckenkalkbereiche mit tiefjurassischen Fleckenmergeln läßt vielleicht auch ähnliche Tiefenlagen des Sedimentes annehmen. Eine Bildungstiefe von einigen 100 m, wie sie bei rezenten Kieselschwämmen beobachtet wird (vielleicht bis 300 m), wäre nach H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1970, S. 480 f.) eher anzunehmen.

## 5.4 Helvetikum

### 5.41 Klippenkern

#### 5.411 Radiolarit (Oxford)

**Lithologie, Fauna und Genese** siehe S. 49 f.

**Mächtigkeit und Verbreitung**: Diese beträgt im Aufschluß 300 m ESE Holzbauer 10 bis 20 m. Östlich des Wießhofes bilden sie eine schmale Zone, auf Aptychenschichten liegend.

#### 5.412 Ammergauer Schichten (Tithon bis Neokom)

**Lithologie**: Die etwas abweichende Ausbildung als in der Frankenfelder Decke besteht aus hellen bis bräunlichen, grauen Kalkmergeln mit seidigem Bruch, cm–dm mächtig, ebenflächig geschichtet, leicht gefaltet, schöner würfelig Schutt, helle bis weißliche Verwitterungsfarbe. Abwechselnd Hornsteinführung. Zum Teil auch fleckige graue Mergel.

**Fauna**: Diese besteht aus sehr wenigen Calpionellen (*Calpionella alpina* LOR.

ss), häufigen Radiolarien, sowie einer Nannoflora von:

*Cyclagelosphaera margereli* NOEL

*Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN

*Nannoconus* sp.

s

Diese ergeben nach H. STRADNER Unterkreidealter.

**Mächtigkeit und Verbreitung:** Der Aufschluß 1100 m ENE-Wetterlucke hat eine Mächtigkeit von 100–120 m. Beim Wießhof streicht eine 1800 m lange Klippe nach Osten. Im westlichen Kartenteil tauchen südlich des Schafferhofes kleine Vorkommen auf. Allenthalben sind die Gesteine (Klippen) auch im Schutt deutlich zu erkennen.

#### 5.413 „Tressensteinkalk“ (Malm, Kimmeridge bis Tithon)

**Lithologie:** Dunkelgraue bis hellgraue, dichte Mergel bis Kalkmergel, selten geschichtet, meist massig, auffällige Rippen bildende Züge, im Bruch leicht brekziöses Aussehen, mit Fossilgrus bedeckte Gesteine, leicht bituminös riechend, mit einer hellgrauen Haut verwitternd.

**Fossilführung:** Eine Dünnschliffreihe erbrachte folgende Flora und Fauna.

U. d. M. handelt es sich um „wackstones“ bis „packstones“, seltener um „floatstones“ mit reichlich Fossilschutt sowie den Algen:

*Teutloporella* sp.

*Cayeuxia* sp.

*Clypeina jurassica* FAVRE

*Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI)

*Globochaete alpina* LOMBARD

Diese schlecht sortierten Mikrite (weniger Dismikrite) führen reichlich Foraminiferen-, Echinodermen- und Gastropodenschutt. Als Faunenbestandteile fungieren:

*Conicospirillina basiliensis* MOHLER

*Astrotylopsis* sp.

*Tubiphytes* sp.

*Bacinella* sp.

*Calpionella alpina* LOR.

*Crassicolaria* sp. (Gruppe brevis – intermediär).

Der Biogenschuttalk führt auch pellets, Onkoide, Ooide, Intra- und Lithoklasten sowie Blau- und Grünalgen als Sedimentfänger. Die determinablen Floren- bzw. Faunenreste (alle det. H.-L. HOLZER) deuten auf Malm bzw. Tithon hin.

**Mächtigkeit und Verbreitung:** 60 bis 100 m entsprechen wohl den gegebenen Aufschlußverhältnissen. Dem Kalkalpenrand vorgelagert befinden sich jeweils beim Schafferhof und 600 m NE Holzbauer die größten Vorkommen.

**Gensee:** Der durch eine deutliche Algenflora gekennzeichnete Typ des Tressensteinkalkes ist nach H. HÖLTZL (1966, S. 298) und A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972, S. 82 ff.) eine Flachwasserablagerung. Der meist schlecht sortierte mikritische Kalk, reich an Intraklasten, wie ich ebenfalls beobachten konnte, spricht nicht zuletzt auch wegen des Auftretens der Algen und der Mikrofauna (A. FENNINGER & H. HÖLTZL, 1967, S. 1 ff.) dafür, daß ein Riffschuttalk vorliegt. Beschrieben wird dieser Kalk als Klippenkern des Helvetikums hier das erste Mal.

#### 5.42 Klippenhülle

##### 5.421 Buntmergelserie (Campan bis Maastricht)

**Lithologie:** Violette bis violettrote, untergeordnet grüne bis graugrüne, wei-

che Schiefer und härtere Schiefertone, manchmal feinsandige, tonige Mergel mit leichtem Hellglimmerbelag. Meist verraten sich die bunten Schiefer bis Schiefertone schon durch die intensive rot bis violett gefärbte Bodenart.

F a u n a : Untersuchungen auf Nannoflora waren negativ. Schlämmproben hingegen brachten eine überraschend reichhaltige Fauna.

*Reussella szajnochae* (GRZYBOWSKI)  
*Spiroplectammina dentata* (ALTH.)  
*Marssonella crassa* (MARSSON)  
*Hormosina ovulum* (GRZYBOWSKI)  
*Hormosina ovulum gigantea* GEROCH  
*Glomospirella* sp.  
*Bathysiphon* sp.  
*Spiroplectammina* sp.  
*Textularia* sp.  
 Psammosiphonellen  
 Recurvoiden  
 Ammodisciden  
 Glomospiren  
 Trochamminoiden

Nach S. PREY, der die Mikrofauna bestimmt hat, sind rotaliide Kalkschaler für eine Fauna mit *Reussella szajnochae*, *Marssonella crassa* und *Hormosina ovulum* für die Buntmergelserie typisch und ins Campan einzustufen. Zwischen Campan und Paleozän treten großwüchsige Formen auf, im Campan hingegen sind die Trochamminoiden noch klein.

M ä c h t i g k e i t u n d V e r b r e i t u n g : Angaben sind hier durch intensive Schuttbildungen unscharf, liegen wohl bei höchstens 10 m, wie etwa 250 m W Steinbüchler. Im Glosbachgraben NW Kote 666 und am west- und östlichen Rand der Klippe SE Ganslechner liegen kleine schuttförmige Verbreitungen.

G e n e s e : Nach S. PREY (1957, S. 315 ff.) ist die Buntmergelserie der wechselnde terrigen Einfluß, der mit stärker tonigen, feinsandigen Einschaltungen und Buntfärbung im südlichen bis südöstlichen Teil des Helvetikumstrogenes gebildet wurde.

## 5.5 Flysch

### 5.51 Reiselsberger Sandstein (Cenoman?)

L i t h o l o g i e : Mittel- bis feinkörniges (bis grobkörniges) Gestein, reichlich mit Hellglimmer versehen, teilweise „arkoseähnlich“, im Kern grau, verwittert gelbbraun, braust leicht mit verdünnter Salzsäure. Selten anstehend zu treffen, und selten in cm bis maximal dm-geschichtetem Zustand. Häufig kleine Fließmarken, Schrumpfrisse nicht selten. Manchmal nur massiges Auftreten, Blöcke bis 1 m<sup>3</sup>, zeigen nur geringste Klüftung, sonst eher glattbrüchiges Aussehen. Im Schutt kanten- und eckenrundet. Selten ist die Lagerung durch gradierte Schichtung schon makroskopisch zu bestimmen.

F o s s i l f ü h r u n g : Der Reiselsberger Sandstein selbst erwies sich als fossilifer. Eine Probe zeigte im Schliff beträchtliche Bioklastenanhäufung, lieferte aber keine brauchbaren Fossilien.

Nannofossiluntersuchungen verliefen ergebnislos.

Die Einstufung erfolgte hier nach lithostratigraphischen Gesichtspunkten und ist mit unterster Oberkreide anzugeben.

Mikroskopisch hat man es hier mit wechselkörnigen Quarzsandsteinen zu tun, mit

karbonatischem Bindemittel, Plagioklas, Hellglimmer, Biotit im Gefolge, sowie manchmal mit gradierter Schichtung.

**Schwermineralanalysen:** Mit Ausnahme einer Probe ist die Granatvormacht deutlich, was nach G. WOLETZ (1963, S. 102) für den Reiselsberger Sandstein charakteristisch sein kann. Nach der gleichen Autorin (1963, S. 91) ist der Granatreichtum in der „unteren Oberkreide“ wohl vorhanden, aber noch unter Hinzutreten von Zirkon; während die echten Oberkreidesandsteine einen auffallend hohen Granatreichtum aufweisen und fast nie Zirkon führen.

**Mächtigkeit und Verbreitung:** Auf Grund schlechter Aufschlußverhältnisse kann nichts über die Mächtigkeit ausgesagt werden. Die Verbreitung der Reiselsberger Sandsteine läuft durch das ganze Gebiet, immer der Cenomanrandschuppe vorgelagert.

#### 5.52 Bunte Schiefer (? Alb bis Cenoman)

**Lithologie:** Rötliche, violette Schiefertone, selten grüne, rote Schiefertone und Mergel, cm-geschichtet, leichter Hellglimmerbesatz, brechen kantig und quaderförmig, mit spitz zulaufenden Kanten, verraten sich auch durch violettrote Bodenbildung.

**Fossilführung:** Untersuchungen auf Nannoflora waren negativ. Schlammproben erbrachten folgende Fauna:

*Uvigerinamina jankoi* (MAJZON)  
*Trochammina globigeriniformis* (PARKER & JONES)  
*Glomospirella* sp.  
*Ammodiscus* sp.  
*Recurvoides* sp.  
*Trochamminoides* sp.  
*Glomospira* sp.  
*Dendrophyra* sp.

Die Fauna, die im vorliegenden Fall kleine Formen von *Uvigerinamina jankoi* und *Trochammina globigeriniformis* gezeigt hat, ist nach S. PREY (1973, S. 85) in die „Mittelkreide“ zu stellen. In der Oberkreide sind die gleichen Formen größer und etwas anders.

#### 5.53 Kahlenberger Schichten (Campan bis Maastricht)

**Lithologie:** Schiefer bis Schiefertone, mit Fukoiden, grau bis dunkelgrau, feinstkörnig, helle, milchig bis gelbliche Verwitterung, auch graue feinkörnige Sandsteine, mit cm–dm-dicker, ocker bis brauner Verwitterungsfarbe, ziemlich hart, Hellglimmer führend, heftig brausend. Sodann splittrig brechende Mergel, welche kantigeckigen Schutt bilden. Plattige cm-dicke feinstkörnige Sandsteine, mit splittrigen, tonigen Zwischenlagen, Fließwülste, Strömungstreifung, papierdünne weiche Mergelschieferzwischenlagen von leicht grüner bis braungrauer Farbe.

**Fossilführung:** Die hauptsächlich auf Nannofloren untersuchten Gesteine ergaben folgende Zusammensetzung:

*Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL.  
*Micula staurophora* (GARDET) STRADNER h  
*Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART.  
*Watznaueria barnesae* (BLACK) PERCH-NIELSEN  
*Tetralithus obscurus* DEFL.  
*Eiffellithus turreseiffeli* (DEFL.) REINHARD h  
*Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA



*Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY) GARTNER  
*Chiastocyclus litteraticus* (GORKA) MANIVIT

h

Das Alter wurde von H. STRADNER mit höherer Oberkreide angegeben und ist auf Campan–Maastricht einzugrenzen. Nach der vorliegenden Fazies läßt sich gut eine Einordnung in die Unteren (-Höheren) Kahlenberger Schichten angeben. Im Dünnschliff ist in einer Probe aus dem harten Sandstein im Steinbruch SSE Popmeder sehr feinkörniger Quarzdetritus in karbonatischer Grundmasse zu sehen.

**Mächtigkeit und Verbreitung:** 150 m SSE Popmeder und 450 m ESE Ganslechner sind die Kahlenberger Schichten jeweils nur wenige m mächtig aufgeschlossen. Gesamtmächtigkeit kann wegen Fehlens von durchgehenden Profilen nicht ermittelt werden.

#### 5.54 Agsbachschichten (?) (Mitteloozän)

**Lithologie:** Cm–dm-geschichtete Schiefer bis Schiefertone, feinstkörnige harte Sandsteine, grau mit cm–dicker, brauner Verwitterungsrinde. Die Gesteinsoberfläche zeigt eine hakige, kantige Verwitterungsrinde. Die grauen, dichten Schiefertone zeigen im frischen Bruch eine mm-feine Lamination von hellgrauen und dunkelgrauen Bereichen. Gradierung schwach erkennbar.

**Fossilführung:** Die Schlammproben aus den weichen Schiefeln bis Schiefertonen erwiesen sich als völlig fossilifer. Die Nannoflora hingegen erbrachte folgende Arten:

*Reticulofenestra bisecta* (HAY, MOHLER & WADE) ROTH  
*Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER  
*Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK  
*Discoaster lodoensis* BRAML. & RIEDEL  
*Nannotetrina cf. alata* (MARTINI) HAQ & LOHMANN

Nach der von H. STRADNER bestimmten Flora ist ein Alter von tieferem Mitteloazän (NP 14?) anzunehmen.

H. FOBER beschreibt (1972, S. 31 f.) eine ähnliche Lithofazies. Ein weiterer Hinweis zur Flyschzugehörigkeit ist das Fehlen einer Mikrofauna, was von H. G. KRAULIZ (1976, S. 110 ff.) und S. PREY (1974, S. 35) angeführt wird. Eine Zugehörigkeit zu den Laaber Schichten wird durch die vorhin beschriebene Fazies angenommen.

**Mächtigkeit und Verbreitung:** Das sehr mäßig aufgeschlossene Schichtglied zeigt eine Mächtigkeit von höchstens 2 m.

Das Vorkommen von Agsbachschichten befindet sich im Westteil des Kartenblattes und liegt 400 m NE Holzbauer an einem Feldweganschnitt.

**Genese:** Flysch ist ein vorwiegend aus Suspensionsströmen gebildetes Sediment, wobei gradierte Schichten und vertikale Sortierung einer Bank streng zyklischen Gesetzen gehorcht (Ph. H. KUENEN & A. CAROZZI, 1953). Er besteht häufig aus einer Wechsellagerung von Sandsteinen und Schiefeln, sowie untergeordnet aus Mergeln und Kalksteinen. Nach A. SEILACHER (1958, S. 1076) handelt es sich bei Flysch, durch die Uniformität der Faunen, die Schärpen des biologischen Gegensatzes, und dem Vergleich mit anderen Ichnocoenen um Bildungen abyssischer Tiefen.

## 5.6 Molasse

### 5.6.1 Sandig-konglomeratisch-brekziöses Unter-Eozän

**Lithologie:** Polymikte Brekzie bis polymiktes Konglomerat, mit Quarz- und

Karbonatgeröllen, Durchmesser von 0,2–2 cm, in sandig-kalkigem Zwischenmittel, sowie selten eiförmige bis gut gerundete Kristallinkomponenten, von 0,5 bis max. 1 cm Größe, es fand sich auch ein ellipsoidisches, 8 cm langes Granulitgeröll, sowie linsen-große Nummuliten. Der Aufschluß besteht aus ungeschichteten mittel-grobkörnigen, mürben Sandsteinen, welche vereinzelt gerundete Gerölle führen.

**Fossilführung:** Die Großfossilien wurden von A. PAPP bestimmt und sind mittelgroße „Nummuliten-Assilinen“ vom Typus Untereozän (Taf. 1, Fig. 4). Etwas abweichend: Mittelkörniger, grauer Sandstein, braust lebhaft, mit Bruchstücken von grauen Tonschiefern, hellen Kalken. Teilweise löcheriges, messerstichähnliches Aussehen. Pseudobankig, sonst eher massig, konglomeratischer Eindruck, viele gut gerundete Gerölle sind bereits ausgewittert.

**U. d. M.** sind es Quarzsandsteine mit verzahnten Karbonatgeröllen. Plagioklas und Hellglimmer sind akzessorisch vertreten. Eine Schwermineralanalyse erbrachte Zirkonvornmacht mit Turmalin und Rutil assoziiert, welche sich gut mit Spektren von obereozänen, sandigen Ablagerungen aus dem Molasseuntergrund vergleichen läßt, vgl. auch G. WOLETZ (1963, S. 102 f. und S. 116).

**Mächtigkeit und Verbreitung:** Die aufgeschlossene Mächtigkeit im Glosbachgraben in Höhe 440 beträgt, soweit dies bei massigen Gesteinen geschätzt werden kann, etwa 5–10 m. Das fossilführende Vorkommen befindet sich, wie erwähnt, im Glosbachgraben 750 m NW Kote 666 an der orografisch linken Bachseite, bei einem Viehunderstand.

## 5.7 Kristallinvorkommen

### 5.71 Diaphthoritischer Hellglimmer-Chlorit-Plagioklasgneis

**Lithologie:** Grünliches bis graues, fein bis mittelkörniges Gestein, die lagede Textur ist schon im frischen Bruch zu sehen. Es ist nicht stark geklüftet und massig ausgebildet. Verwittert mit einer grauen Farbe.

**U. d. M.** besteht es aus xenoblastischen, ungleichkörnigen, teils eng verzahnten Quarzen, mit schuppigen Glimmerlagen. Die Plagioklase sind z. T. in Hellglimmer und Chlorit zersetzt. Zirkon, Apatit, Rutil und Erze bilden die Akzessorien. Durch die Chloritbildung aus Biotit und die saussurisierten Feldspäte liegt hier ein diaphthoritisches Gestein vor.

**Mächtigkeit und Verbreitung:** Das Gestein kommt als einzelner Block vor und liegt bei der unter Punkt 5.72 beschriebenen Brekzie zur Gänze umgeben von Sandsteinen und sandigen Schiefern.

Der Block findet sich 950 m NE Holzbauer, kurz vor der Kreuzung in den Höllgraben auf einer Seehöhe von 460 m, etwa 20 m vom Weg entfernt und liegt in einer von unruhiger Morphologie geprägten Wiese.

Es handelt sich bei diesem Fund um eine Erstbeschreibung.

### 5.72 Brekzie

In der nächsten Umgebung und auch 1 m unterhalb des Gneisblocks fanden sich mehrere Stücke einer polymikten Brekzie.

**Lithologie:** Meist nur wenige cm-große Rollstücke, brekziöses Gestein mit auffällig vielen Bruchstücken von Grüngestein, sowie Quarz und Kalkbruchstücke.

**U. d. M.** besteht diese Brekzie aus mono- und polykristallinen Quarzen, aus Gneis, Glimmerschiefer, Quarzit, Phyllit, Granitbruchstücken, sowie Karbonaten mit Bioklasten, miliolide Foraminiferen und einem Bryozoenrest. Diese Bestandteile bilden ein spärliches Gefüge mit nade-

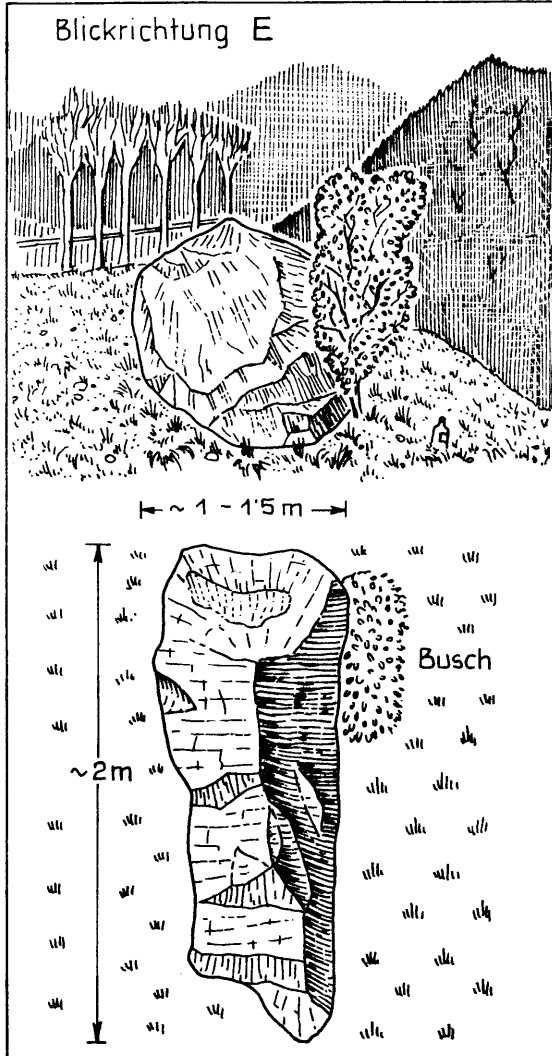


Abb. 4: Lage und Form des Gneisblockes.

ligen, vier- bis dreieckigen, wenig gerundeten Lithoklasten von 1 mm bis 2,5 cm Größe. Ein gefärbter Anschliff ergab 25–30 % Kalzitklasten.

**Verbreitung:** Nur in nächster Nähe, vornehmlich an der hangabwärtigen Seite des Gneisblockes. Gneis, sowie Brekzie konnten sonst nirgends mehr gefunden werden. Auch dieser Fund gelangte hier erstmals zur Beschreibung.

## 6. Fazies

### 6.1 Frankenfesler Decke

Bei dieser Faziesdecke im Raum Kirchberg zwischen Lunzer Decke im Süden und der Flyschzone (bzw. Helvetikum) im Norden sind sämtliche Charakteristika, wie sie A. TOLLMANN (1963) postuliert, beinahe in lückenloser Reihenfolge vertreten.

Kennzeichnend für diese Schichtfolge ist, durch basalen Schrägzuschnitt verursacht, nach A. TOLLMANN (1966, S. 182 und 1971, S. 369) das Einsetzen erst ab karnischer Rauhwacke. Der Hauptdolomit präsentiert sich mitunter in einer cm-dünnen,

geschichteten, dunklen Ausbildung. Einschaltungen von Buntem Keuper, hier in sandiger Form, prägen diese dolomitische Entwicklung im Nor. Bei den Kössener Schichten ist ein Vergleich mit der „Schwäbischen Fazies“ angebracht, wie sie von E. SUESS & E. MOJSISOVICS (1868, S. 177 ff.) aufgestellt wurde. Ein typisches Schichtglied sind die Schattwalder Schichten, bei denen eine Niveaugebundenheit jedoch nicht festgestellt werden konnte. Überaus kennzeichnend sind die sandigen Kalksburger Schichten. Fleckenmergel ist in der bekannten Ausbildung, als Vertretung des Hierlatzkalkes, zu finden. Liaskieselkalk muß in dieser Reihe ebenso als gewisse Eigenständigkeit erwähnt werden. Eine Sonderstellung haben die Oberliasmergel. In Anlehnung an G. ROSENBERG (1938, S. 149 ff.), wie schon im Stratigraphieteil ausgeführt, möchte ich diese Gesteine in die der „Adneter Fazies“ einordnen. R. HUCKRIEDE beschreibt ebenfalls (1959, S. 69) „dunkelbacksteinrote“ Gesteine aus den Allgäuschichten. Das von V. JACOBSHAGEN (1965, S. 53) bearbeitete Vorkommen in den zentralen Lechtaler Alpen bezieht sich allerdings vorwiegend auf die jüngeren Anteile der Allgäuschichten und ist mit meinen Oberliasmergeln, welche ja Oberliasalter (Toarcien!) haben, somit nicht zu vergleichen. Mit den von J. WENDT (1971, S. 113) beschriebenen Teilen des Oberlias an der Typlokalität der Adneter Schichten lassen sich die beiden Vorkommen im Kirchberger Raum nicht vergleichen – es fehlen vor allem die typischen Fe/Mn-Krusten bzw. -Knollen.

Vilser Kalk und Spatkalk bilden die eigentümliche Dogger-, Reitmauer- bzw. Filamentkalk die Callovienentwicklung. Die Reihe der bunten, knolligen Malmkalke, wie Agathakalk, Tegernseerkalk und Haselbergkalk, letzterer bildet im Gebiet mit den pelagischen Ammergauer Schichten die weitaus häufigste Jurabildung, ist aber nur bedingt faziell auswertbar. Das „Plassenkalkäquivalent“ ist ein im Tiefbajuvarikum eher seltenes Gestein und ist, wie A. TOLLMANN (1976, S. 367) ausführt, ein Zwischentypus, der zum Plassenkalk vom Anningergipfel überleitet, den A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1972, S. 120) neu beschrieben haben. Es stellen wohl die Schichtglieder, wie Oberliasmergel in „Adneter Fazies“, „Plassenkalk“ s. l. und der weit verbreitete Haselbergkalk Entwicklungen dar, wie sie sich nur in dieser kalkalpinen Nordfazies darstellen können. Ein sehr charakteristisches Schichtglied sind die grobdetritischen Losensteiner Schichten, mit ihren älteren Anteilen, den „Rosenmergeln“ oder Geröllpeliten, die in dieser voralpinen Fazies wesentliche Leitgesteine darstellen. Gosauablagerungen, wie sie für die Frankenfelder Decke nicht faziestypisch sind, erwähnt P. SOLOMONICA (1934, S. 222) aus dem Königsbachtal. Da SOLOMONICA den Fundpunkt nicht genau beschrieben hatte, war eine Überprüfung nicht möglich.

## 6.2 Cenomanrandschuppe

Als erste gewisse Eigentümlichkeit sind die anders gearteten, neokomen Fleckenkalke bis -mergel zu nennen. Das wesentliche Charakteristikum und das jüngste Schichtglied zugleich, stellen die kieseligen Schrambachschichten (= Kieselkalke) dar. Ähnliche Wechsellagerungen von Kieselkalken und Fleckenkalken (-mergel) haben schon A. APITZ (1910, 1919) und SOLOMONICA (1935) beschrieben. A. SPITZ hat (1910, S. 401) diese Bildungen auf Grund des Fehlens von Fossilien mit dem kieseligen Lias der „Allgäufazies“ in Zusammenhang gebracht. P. SOLOMONICA stellte sie (1935, S. 37 ff.) durch ihre stratigraphische Position und ihrem lithologischen Vergleich mit gleich alten Kieselgesteinen ebenfalls in den Lias.

Es zeigte sich somit, daß in der Cenomanrandschuppe nunmehr zwei verschiedenen alte, aber in ihrer Lithologie ähnliche Gesteinsserien existieren und der Umfang dieser Kieselkalkfazies um die kieseligen Schrambachschichten erweitert werden müßte.

Zu bedenken wäre meiner Ansicht nach noch, ob nicht die von A. SPITZ (1910) und P. SOLOMONICA (1935) angeführten Lias-Kieselkalke – ihre Übereinstimmung mit meinen Gesteinstypen ist gut – nicht auch eher neokome Bildungen darstellen. Die so häufige Verwechslung der tiefjurassischen mit neokomen Fleckenmergel ist ja hinlänglich bekannt. Einen Vergleich, den ich mit Gesteinen des Helvetikums s str., aus den Allgäuer Alpen von M. RICHTER (1966, S. 7 und 1969, S. 8) beschrieben, machen möchte, bilden die Kieselkalke des Hauterive. Diese aber bestehen aus Sandkalken mit dunklen Hornsteinlagen, sind feinkreidisch bis oolithisch und haben mit den Kieselkalken aus dem Kirchberger Raum nur äußerst wenig Ähnlichkeit.

Die Zugehörigkeit der Kieselkalkzone als kalkalpines Element ist aber auch in meinem Gebiet durch die angetroffenen Schichtglieder und das völlige Fehlen von typischen Gesteinen aus der Grestener Zone zu erkennen.

### 6.3 Helvetikum

#### 6.31 Klippenkerne

Unter den Klippenkernen treten vor allem die „Tressensteinkalke“ besonders hervor, wie sie sich auf Grund ihrer Algenflora, Mikrofauna und Mikrofaziesmerkmale, darbten. Zumindest für den neukartierten Abschnitt kann man sagen, daß hier erstmals in den Klippenkernen des Helvetikums „Riffschuttkalk“ nachgewiesen werden konnte. Schon F. TRAUTH schreibt (1950, S. 178), daß Riff- bzw. Riffschuttbildungen in der „pienidischen“ Klippenzone unserer Voralpen noch nicht gefunden worden waren.

In Beziehung bringen kann man diese „Riffschuttkalke“ allerdings mit den tithonen Riffkalkentwicklungen in der „Waschbergzone“ („Äußere Klippenzone“) oder, wie A. TOLLMANN (1963 b, S. 48 f.) ausführt, „Randhelvetikum“. Nicht was die Schichtausbildung betrifft, sondern wegen des gleichen Alters, der Riffposition und der Lage am Außenrand der Kalkalpen ist diese Beziehung möglich.

#### 6.32 Klippenhülle

Die Klippenhülle ist hier durch den oberkretazischen Buntmergelserie-Anteil vertreten, was auch in der Lage als Hüllserie der Klippenkerne schon in der Kartierung an einigen Stellen zum Ausdruck kommt. Nach S. PREY (1957, S. 315 ff.) ist sie auf Grund ihrer Fazies dem Helvetikum von Oberösterreich zuzuordnen.

### 6.4 Flysch

Eine fazielle Einhängung in eine der drei Flyschdecken ist durch nur sporadisch auftretende Schichtglieder, wie auch der Verschiedenheit von Reiselberger Sandstein, Bunte Schiefer, Kahlenberger Schichten einerseits und der, wenn auch fraglichen Agsbachschichten andererseits, nicht durchzuführen. H. HINTEREGGER (1979) hat zum Beispiel bei Rabenstein Altlenzbacher Schichten nachgewiesen, was zeigt, daß hier Schichtglieder aus allen drei Teilbereichen der Flyscheinheit auftreten könnten.

### 6.5 Sandig-konglomeratisch-brekiöses Eozän

Gut vergleichen läßt sich dieses Gestein mit dem Vorkommen aus Rogatsboden

(S. PREY, 1957, S. 327 f.). Das Schwermineralspektrum fügt sich mit seinem Zirkonreichtum hier gut ein. Eine Zuordnung trifft PREY in der vorgenannten Arbeit nicht, er vermutet aber eine Buntmergelzugehörigkeit.

Daß dieses Gestein nicht zur Cenomanrandschuppe gehört, bewies W. SCHNABEL (1970, S. 172 f.) mit einer Fauna, die der Buntmergelserie nahesteht. Auch das Zirkonmaximum ergab sich bei ihm eindeutig. SCHNABEL vergleicht nun dieses Vorkommen ebenfalls mit dem aus Rogatsboden bzw. mit den jüngsten Buntmergelserienanteilen.

Als dritte Möglichkeit bietet sich eine Zuordnung zur Quarzarenit-Konglomeratfazies (= Schaittener Fazies) an, die von P. FAUPL (1978, S. 22 f.) aufgestellt wurde. Die eoazäne Altersstellung, sowie die Lithofazies legen diesen Schluß nahe. Auf das Schichtglied mit den „aufgearbeiteten Fossilien“ wie S. PREY (1957, S. 306 f.) es beschrieben hat, möchte ich auch verweisen. Eine lithologisch gute Vergleichsbasis bieten auch die von F. BRIX et al. (1977, S. 22 f.) beschriebenen Quarzarenite mit sehr geringem Karbonatgehalt. Zwar haben diese Gesteine Obereozänalter, doch ist dieses nur aus dem lithologischen Vergleich bestimmt. Andererseits könnten meine Untereozängesteine umgelagert worden sein. Für meine Deutung als fragliche Molasse waren letztlich die Kristallingerölle, allem voran das makroskopisch bestimmte, weißliche Granulitgeröll ausschlaggebend; zum anderen das Fehlen von Buntfärbung der Sandsteine und, daß in der Buntmergelserie des Eozäns keine so großen Gerölle angegeben werden.

Sicher bieten die Annahmen von S. PREY (1957), W. SCHNABEL (1970) und vor allem die von P. FAUPL (1975) zusammenfassend betrachtet die besseren Argumente für eine regionale Zuordnung zur eoazänen Buntmergelserie.

## 7. Tektonik

### 7.1 Bemerkungen zur Erstellung von Lagenkugeldichteplänen

Die Dichtepläne wurden mit einem Rechenprogramm zur Ermittlung von Isolinien-darstellungen von F. KOHLBECK & A. E. SCHEIDEGGER (1977, S. 9–25) gezeichnet. Dieser Darstellung liegt ebenfalls die untere Hälfte der Lagenkugel des Schmidt'schen Netzes (Lambert Projektion) zugrunde. Zu diesem Programm ist noch zu sagen, daß auf Grund von Betrachtungen über die Statistik von Experimenten pro Aufschluß mindestens 15 Kluftmessungen bzw. Linearmessungen notwendig sind, um, wenn Maxima überhaupt vorhanden sind, diese als Vertrauensgrenzen mehr oder weniger eindeutig festzulegen!

### 7.2 Kleintektonische Strukturen

Es wurden der Beanspruchungsplan einer höheren mit der jeweils nächsttieferen tektonischen Einheit verglichen. Als Kleinstrukturen wurden dabei angesehen: Sedimentäre Schichtflächen, b-Achsen, ac-Klüfte, Kleinklüfte  $k_1$  und  $k_2$ , Mittelklüfte (wie deutliche Diskontinuitäten über einige Meter bis 10er Meter verfolgbare Klüfte), Harnische waren selten und letztlich Großklüfte (bis etwa 20 m lange, geöffnete Klüfte). Nach H. CLOOS (1936, S. 228) sind dies nun ungleichwertige Kluftsysteme, da geöffnete und nicht geöffnete – unbewegte Klüfte per definitionem etwas anderes bedeuten. Doch ist es hier deswegen gerechtfertigt, da die Anzahl der geöffneten Klüfte wieder unter 15 lag. So lag es nahe, sie statistisch miteinander auszuwerten. Auch mußte die Auswahl der Klüfte im Sinne von P. SCHMIDT-THOME (1954, S. 174) ge-

troffen werden. Schichtenschleppungen wurden nur in der Frankenfesler Decke getrennt ausgeschieden; in den anderen tektonischen Einheiten war die Anzahl zu gering. Zu den Schichtenschleppungen ist zu sagen, daß es sich hier um Schubklüfte handelt, wie sie von A. TOLLMANN (1973, S. 133 f.) beschrieben wurden.

## 7.2 Lunzer Decke

Zum Bau der Lunzer Decke ist zu sagen, daß sie aus einer mittelsteil bis steil SW-S-SE einfallenden, aufrechten Schichtfolge vom Gutensteiner Kalk bis zum Lunzer Sandstein besteht; dies gilt für den westlichen Teil. Dieser Abschnitt gehört auch zur *L o i c h e r S c h u p p e*, aufgestellt von E. SPENGLER (1928, S. 62). Ab dem Loichtal nach E bis zum Kartenende ist eine Stirnantiklinale mit Nordvergenz, von Opponitzer Kalk bzw. -Rauhwanke mit Lunzer Sandstein im Kern, ausgebildet. Eine auffällige Felsabsetzung konnte im Loichtal (Westseite) im bergwärts geschichteten Reiflinger Kalk beobachtet werden. Die statistische Auswertung der Klüfte ergab nun, daß die Hauptrichtungen sehr steil NE-fallend, von NW nach SE zeigt. Das zugehörige zweite Scherklufsystem hat ein Streichen von NE-SW und taucht steil nach SE ein. Der Winkel zwischen beiden Richtungen beträgt fast  $90^{\circ}$ .\*)

## 7.3 Frankenfesler Decke

### 7.31 Regionaler Bau

Der Schichtumfang dieser tiefbajuvarischen kalkalpinen Randeinheit reicht von der Opponitzer Rauhwanke bis zu den Losensteiner Schichten. Das Einfallen der Serien ist eher flach bis mittelsteil angelegt, und sie bestehen aus fast isoklinalen Schichtgliedern. Diskordanzen waren keine zu beobachten, selbst an der Grenze zur Cenomanrandschuppe hin nicht. Der Schuppenbau ist so, wie schon H. SCHWENK (1949, S. 6 ff.) erkannt hat, zu bestätigen. Im Gölsnitzgraben konnte durch das Auftreten von Oberliasmergel „in Adneter Fazies“ eine kleine neue Schuppe ausgeschieden werden. Das Einfallen pendelt im ganzen Deckenabschnitt um die SSW- bis S- bis SSE-Richtung, seltener mißt man die Richtungen von SE bzw. SW. Überkippte bis liegende Falten wie sie für diese Nordrandzone typisch sind, bilden auch hier den Hauptfaltentypus. Große, über etliche Zehnermeter verlaufende Störungen ließen sich fast nicht beobachten.

### 7.32 Interner Aufbau

Die *S t e i n k l a m m e r S c h u p p e* wird im kartierten Gebiet aus einer aufrechten Schichtfolge, mittelsteil bis steil nach S einfallend, von Opponitzer Rauhwanke bis zu den Kössener Schichten aufgebaut. Die Verbreitung reicht entgegen H. SCHWENK (1949) nicht vom Röhrenbachtal bis NW Pichlberg, sondern nur bis 100 m westlich der „Luftstraße“, wo sie dann besser als Antiklinalstruktur erklärt werden kann. An der zweiten Kehre nach dem Wh. Luft Richtung Mank, kann man die Überschiebung der Frankenfesler Decke (hier noch Steinklammerschuppe) auf die Cenomanrandschuppe gut aufgeschlossen sehen. Die *K i r c h b e r g e r S c h u p p e* nimmt den Teil östlich der Luftstraße ein, während westlich davon nur mehr von einer einzigen Decke gesprochen werden kann. Diese Schuppe der Frankenfesler Decke besteht aus überkippten oder überstürzten bis liegenden Falten. Während sich die aufrechte Lagerung an der „Luftstraße“, ca. 200 m NE Pichl, durch Geopetalgefüge im Hauptdolomit nachweisen ließ, konnte dies sonst nur mehr aus der stratigraphi-

\*) Die gezeichneten Dichtepläne liegen in der Originaldissertation vor!

schen Reihenfolge ermittelt werden. Bei allen Schichtgliedern, die sich im Ostteil  $\pm$  W-E-streichend entwickeln, sieht man etwa ab Profil 2 ein Einschwenken zuerst in die SW-NE- und später teilweise in die fast N-S-Streichrichtung. Im Teil östlich der Pielach wie auch ab der „Luftstraße“ bis NW der Kote 746 konnte eine Randantiklinale aus mächtigem Hauptdolomit mit karnischer Rauhwacke im Kern ausgeschieden werden.

Eine kleine Schuppe konnte in einem Seitengraben des Pielachtales abgegrenzt werden. Diese *Gölsnitzgraben-Schuppe* (nov. nom.) besteht nur aus einem Schichtglied, nämlich dem Oberliasmergel „in Adneter Fazies“. Nur im Südteil dieser Schuppe besteht ein stratigraphischer Zusammenhang im Hangenden mit Spat- und Reitmauerkalken (siehe Abb. 5). Im N- und O-Teil liegt sie auf den stratigraphisch jüngeren Haselbergkalken, im Westteil grenzt sie an Kössener Schichten und fast im gesamten Südteil taucht sie mittelsteil unter älteren Liasfleckenmergeln empor. Es ist diese Schuppe beim Vorschub des ganzen Schichtpaketes abgetrennt worden, hier zurückgeblieben und nicht wie im Teil an der Luftstraße anschließend an die Liasfleckenmergel bzw. sich aus diesen entwickelnd hervorgegangen, sondern auf die viel jüngeren Haselbergkalke aufgeschoben worden.

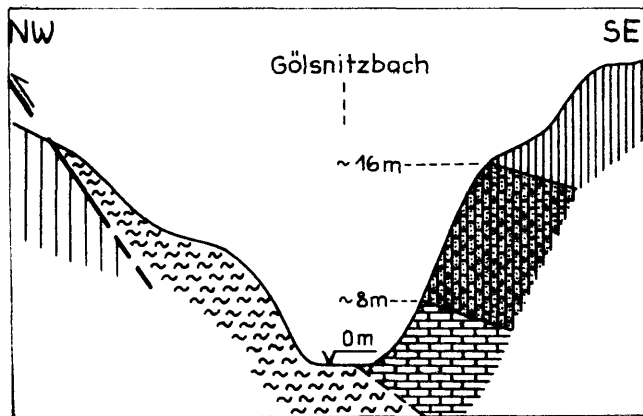


Abb. 5: Profil durch die Gölsnitzgraben-Schuppe 500 m W der Kote 420.

Was die Existenz der *Pielachschuppe* (siehe A. TOLLMANN, 1966, S. 152 ff.) betrifft, so könnten nur die beiden Aptychenkalkklingen in Betracht kommen, von denen eine direkt im Soistal an der Grenze zur Lunzer Decke liegt, die Zweite sich an einem ostziehenden Weg von Kote 383 an, nach der zweiten Kehre, befindet. Es könnte dies ein hochgeschleppter Span der Frankenfesler Decke sein, der hier, wie auch der im Soistal liegende, beim Vorschub der Lunzer Decke den Hinterrand der tieferen Decke aufgekrempt hat und die tithonen Aptychenschichten auf die neokomen Schrambachschichten aufgeschoben hat. Die andere, eher zutreffende Möglichkeit ist die, daß diese Aptychenschichten den verkehrt liegenden Schenkel einer Mulde mit Schrambachschichtenfüllung darstellen, denn ohne aufrecht-verkehrt-Belege ist es schwer, die eigentliche Lage zu ermitteln. Da die Aptychenschichten sowohl Bestandteil der Lunzer-, als auch der Frankenfesler Fazies sind, ist die Trennung, von welcher Decke diese Mergel stammen, schwer und eine



Deutung als Muldenbestandteil zulässig. Die Kirchberger Neokommulde, welche nördlich des Hofberges einsetzend nach Westen zieht und sich über Kirchberg bis zum Loosberg fortsetzt, besteht aus Schrambachschichten, mit Roßfeldsandsteinen und Losensteiner Schichten im Kern. Östlich des Loosberges entwickelt sich diese Synklinale für eine kurze Strecke zu einer Doppelmulde, mit tithonen Aptychenschichten im Antiklinalanteil (siehe Beilage 6, Profil 1, 2). Die Vergenz dieses Faltenbaues, sieht man deutlich in den Profilen. Sie zeigt nach N bzw. NNW-NW. Was den äußersten Westteil des Aufnahmegebietes betrifft, so ist hier wieder eine einfache, flach bis mittelsteil liegende, aufrechte Schichtfolge zu erkennen.

### 7.33 Gaisbühelantiklinale

Beim Bau dieser Antiklinale handelt es sich um eine überkippte bis überstürzte, nach N geneigte Falte. W. FISCHAK (1949, S. 36 ff. und Profil 1) deutet diese Struktur als „Deckfalte“ und bezieht die Wurzel aus dem Hang S Tradigist, welchem die Lunzer Decke aufruht. Ich konnte diese Wurzel nicht finden und habe sie als überkippte Antiklinale, aus tithonen Anteilen von Tegernseer Kalk bis „Plassenkalk“ mit Hauptdolomit im Zentrum gedeutet. 300 m E des Gaisbühels wird diese Falte nur mehr von Malmschichtgliedern aufgebaut. Ich konnte nun zeigen, daß es sich nicht, wie ich ursprünglich angenommen habe, um eine Deckscholle aus Hauptdolomit auf Aptychenschichten, Tegernseer Kalk und „Plassenkalk“ handelt, sondern durch orientiert entnommene Proben am oberen Rand des Dolomitfleckens ergab sich eine Verkehrtlagerung. W. FISCHAK konnte nun (1949, Profil 1–3) zeigen, daß sich die Gaisbühelantiklinale bis zum Hochebenkogel, das ist etwa 2000 m E des Gaisbühels, in gleicher Bauart fortsetzt.

Nach E kann als Fortsetzung dieser Antiklinale die *liegende Falte* des *Frohnberges* angesehen werden. Sie liegt fast genau auf der gleichen geographischen Breite wie das Gaisbühel. H. SCHWENK, in dessen Arbeitsgebiet diese Struktur fiel, hat (1949, S. 6 und S. 66 f.) die Antiklinale als „Deckscholle“ einer liegenden Falte gedeutet. Was den Bau betrifft, so stimmt die Struktur einer Liegendfalte, nur konnte ich, wie auf Profil 5 ersichtlich ist, durch mikropaläontologische Trennung der Malmrotkalke zeigen, daß der Gipfel des Frohnberges der Liegendschenkel, durch stratigraphische Abfolge genau bestimmt, also der verkehrt liegende Teil dieser „löffelförmigen“ Falte ist. Vom Liegenden zum Hangenden ergibt sich nun, daß der Gipfel aus Tegernseer Kalk besteht und die tithonen Aptychenschichten darunter flach nach SSE einfallen. Die westlich anschließenden Vilser Kalke stellen den ältesten Anteil des Juravorkommens dar, nur Strukturdaten konnten in dem massigen Gestein keine gemessen werden, sodaß eine Eingliederung in den Faltenbau nicht möglich war. Als Wurzel dieser Falte kommen die Juraaufbrüche in Betracht, die 700 m ESE Wagenstein und direkt S Kirchberg liegen. Diese Jurareste müssen sehr viel mächtiger gewesen sein, auch fehlt ihnen der Malmrotkalkanteil, doch kann dieser von Neokomsedimenten zugedeckt sein. Diese Falte ist nun beim Transport nach Norden überschlagen und auf die Schrambachschichten aufgeschoben worden. H. SCHWENK bezieht nun diese Wurzel aus den Aptychenschichten N der Pielach, die mittelsteil unter die Unterkreide-Schiefer abtauchen, nur aber nicht soweit nach E reichen. Auch müßte die Falte so wie sie H. SCHWENK konstruiert, nach den eingemessenen Schichtflächen am Frohnberg zu urteilen, wenn sie von einer Stelle etwa 500–800 m E Marbach kommt, auf den Frohnberg aufgeschoben worden sein und sich dann nach ESE gedreht haben. Wahrscheinlicher ist der Bezug zu dem Aptychenschichtenvorkommen 100 m S Kirch-

berg, denn das würde auch zur Transportrichtung besser passen.

### 7.34 Faltenstrukturen in der Frankenfelsener Decke

Die am meisten gefalteten Gesteine stellen zweifellos die Aptychenschichten dar, welche oft richtig ausgeknetet und -gewalzt wurden. Mit den Radiolariten sind sie jene Sedimente, die bei der Überschiebung der einzelnen Schichtpakete am heftigsten, auf Grund ihrer Materialverschiedenheit, Dünnschichtigkeit und ihres Steifeverhaltens, mit bruchloser Verformung reagiert haben (vgl. W. BAUMGARTNER, 1976). Ein etwas abweichendes Verhalten zeigt der Hauptdolomit. Materialbedingt neigt er, an der „Luftstraße“ zu sehen, besonders oft zu lang- bzw. flachwelligen Falten. Cm-dm-geschichteter Dolomit kann aber auch zu Spitzfalten eingeeengt werden.

Was die Anlage der Faltenachsen betrifft, so ist aus dem Plotterausdruck zu sehen, daß die Generalrichtung aller b-Achsen in der Frankenfelsener Decke, Kirchberger- und Steinklammerschuppe, ein Maximum bei  $260^\circ$  hat, d. h. beinahe W-E-Richtung einnimmt und flach mit  $21^\circ$  gegen W abtaucht. Eine zweite Achsenhäufung sieht man bei ca.  $135^\circ$ , also in der NW-SE-Richtung mit  $25^\circ$  gegen SE geneigt. Der Winkel zwischen Haupt- und Nebenrichtung beträgt bei vorherrschender Druckrichtung aus Süden  $125^\circ$ . Interessant ist die b-Achsenverteilung, die W. BAUMGARTNER (1976, S. 81 und S. 90) für den Abschnitt Kirchberg bis Frankenfels im Pielachtal angibt. Sein Hauptmaximum liegt bei  $111/18^\circ$ , das Nebenmaximum bei  $223/14^\circ$ .

Die Achsenhauptverteilung so wie ich sie darstelle, setzt sich somit, nach BAUMGARTNERs Untersuchungen bestätigt, mit dem gleichen Trend, nämlich um die E-W-Achse schwach pendelnd auch in westliche Deckenbereiche bis Frankenfels fort.

Trägt man nun die Generalstreichrichtung meiner ermittelten b-Achsen der Frankenfelsener Decke in eine Streichkurvenkarte der Schichtung (siehe Abb. 6 a) ein, so sieht man, daß vor dem Einschwenken der Schichtserien die b-Achsenrichtung mit der Streichrichtung übereinstimmt. Nur in dem Teil, etwa W Pichlberg – was auch E. SPENGLER (1928, S. 57) schon beschreibt – bis zur Tiefgrabenrotte (auf meiner Karte im äußersten Westteil) im Norden und etwa 1 km WSW der Kreuzung Türnitz/Annaberg, als gedachte Grenze im Süden, schneidet die Generalstreichrichtung der b-Achsen das Schichtstreichen in einem spitzen Winkel von etwa  $35\text{--}40^\circ$ .

Wie E. SPENGLER (1928) beschreibt auch H. SCHWENK (1949, S. 64 f. und S. 71 f.) das auffällige „Umbiegen“ der Frankenfelsener Decke. Als Ursache führt H. SCHWENK (1949) den verstärkten Nordschub der Lunzer Decke an, was an sich richtig ist, nur der Grund liegt etwas anders.

Beim Nordschub der Deckenkörper bleibt eben an der Stelle etwa S Texing der Westteil dieser „Flexur“ (besser Schleppung) zurück und der Ostteil wurde etwa um 1,5 km, in N-S-Richtung gemessen, nach Norden gedrückt, da hier die Böhmisches Masse ihren Ostausläufer des Südspornes hat. Auf der Reliefkarte der Molassebasis von Niederösterreich (siehe Abb. 6 b) von F. BRIX et al. (1977, S. 13 f., Abb. 1) sieht man, die Streichkurvenkarte bestätigt dies für Kalkalpenordrand und teils für den Flysch samt Helvetikum, daß die Flyschzone ebenso eine Schleppung mitmacht, und die zusammengedrängten Tiefenishypsens des Molasseuntergrundes NE Kilb verdeutlichen diese Schleppungserscheinungen. Sicher war dann dieser einseitige Vorstoß der Frankenfelsener Decke mit Lunzer Decke im Rücken der Grund für die gerade ab der Weißenburg-Enge im Pielachtal nach Westen einsetzende Kleinfältelung.

Betrachtet man nun den Verlauf dieser geschleppten Decke, so kann man eine Bruchrichtung annehmen, die dem SW-NE-gerichteten Kluftast (vgl. F. BRIX et al.,



Abb. 6

1977, S. 30) des Bruchsystemes der Böhmisches Masse durchaus entspricht (vgl. A. TOLLMANN, 1977, S. 20, Taf. 1).

Verfolgt man den Verlauf der Streichrichtungen auf meinem Kartierungsanteil (siehe Abb. 6 a), so sieht man, daß die Schleppung nach Norden einen Winkel von 35 bis 40°, zwischen den SW-NE und WSW-ENE-orientierten Streichrichtungen, bewirkt hat.

Dreht man nun das „dick linierte“ Faltensystem im Gegenuhrzeigersinn, gegenüber dem „strichpunktieren“ Faltensystem um diese 35–40°, so decken sich Richtung und Abtauchen in sehr guter Übereinstimmung.

Das heißt, daß der ursprüngliche Bauplan mit seinen beiden Achsenrichtungen (gemeint ist das „dick linierte“ Faltensystem in der Frankenfesler Decke) vor dem einseitigen Nordschub des Ostteiles dieser Großflexur bereits vorlag und während des weiteren Nordvorstoßes um diese 35–40° gedreht wurde, und somit die heutigen Verhältnisse darstellt, wie sie von W. BAUMGARTNER (1976, S. 90) dargelegt wurden.

Meine Achsenrichtung „in ss“ ist zugleich auch Hauptmaximum, während die Richtung „in ss“ bei W. BAUMGARTNER das Nebenmaximum darstellt. Diese Diskrepanz in den Maxima „in ss“ kann nur durch die jeweils fast nur östlich und nur westlich der Weißenburgenge erfolgte Auswertung, erklärt werden.

So sieht man auf meiner Strukturkarte wohl im Westteil viele NE-SW-streichende Faltenachsen, doch fallen diese Richtungen bei der Häufigkeitsbestimmung nicht so ins Gewicht, da sie einen zu kleinen Prozentsatz, der in der Hauptsache WSW-ENE-streichenden Achsen ausmachen.

### 7.35 Bruchtektonik

Hier ist hervorzuheben, daß sich morphologische Erscheinungen, wie Flußrichtung der Pielach nach Klufflächen in den Aptychenschichten richten. Tief eingeschnittene Gräben (oftmals in den Schrambachschichten) orientieren sich allein an Kluffrichtungen, wie 300 m N Klein Oed zu sehen ist.

Die statistische Auswertung der Klüfte in der Frankenfesler Decke ergab ein Hauptmaximum bei 140°/21°, das heißt, ein Streichen in NE-SW Erstreckung mit einem Einfallen von 69° nach NW. Das Nebenmaximum, das den zweiten Ast des Diagonalscherflächensystems darstellt, liegt bei 200°/10°, also ein Kluffverlauf in NW-SE-Richtung mit einem Fallwinkel von 80° nach NE. Der Winkel zwischen beiden Richtungen beträgt 60°.

Äußerst eindrucksvoll und regelmäßig sind die Erscheinungen, die ich als Schichtenschleppung bezeichnet habe, welche aber eindeutig Schubklüftung darstellen.

Die getrennt ausgewerteten Schleppungen erbrachten nun eine Verteilung der Klufflächen wie folgt. Das Hauptmaximum der Pole liegt bei 040°/31°, streicht also NW-SE und fällt mit 59° gegen SW ein. Die Nebenrichtung liegt bei 311°/20°, verläuft somit in NE-SW-Richtung und fällt mit 70° gegen SE ein.

Vergleicht man nun die Werte der Frankenfesler Decke, von Klüften mit den Schichtenschleppungen (= Schubklüftung), so sieht man eine gute Übereinstimmung was die Streichrichtungen betrifft.

Interpretiert man nun diese Schubklüftung im Sinne einer zweiten Schieferung, so ist diese (vgl. A. TOLLMANN, 1973, S. 215 f. und S. 219) nach dem Ende der Faltenbildung erfolgt.

Bruchtektonische Herausbildung des Diagonalscherflächensystems setzt über Falten- und Deckenbildungen ungestört hinweg (P. SCHMIDT-THOME, 1954, S. 185 f.)



und ist so ebenfalls jünger als diese. Obwohl die Entstehungsweise verschieden ist, zeigen doch beide Auswertungen eine auffällige Fortsetzung des diagonalen Scherklufsystems, einmal an Brüchen bzw. Klüften und ein anderes Mal bei Schubklüftung angewendet.

#### 7.4 Cenomanrandschuppe

Das Einfallen ist in der ganzen Cenomanrandschuppe mittelsteil bis steil und zeigt hier die für die Nordrandzone oft so typischen listrischen Überschiebungsflächen, die das Anschoppen und Aufsteilen durch die nachdrängenden Deckenmassen charakterisieren.

Obwohl die kieseligen Mergelkalke sich als äußerst spröde gegenüber Beanspruchung verhalten, konnte, vor allem in dem alten Steinbruch 750 m SW Wetterlucke, ein Faltencharnier beobachtet werden, mit einem Radius von ca. 0,5 m, das eine etwa 40 cm dicke Kieselkalkschicht bruchlos geformt zeigt.

Die Auswertung der Faltenachsen in der Cenomanrandschuppe erbrachte ein eindeutiges Maximum bei  $063^{\circ}/31^{\circ}$ , das heißt, ein WSW-ENE-Streichen und mit einem Einfallen von  $31^{\circ}$  nach ENE.

Vergleicht man nun die beiden Generalrichtungen der b-Achsenverteilung in der Frankenfelder Decke und in der Cenomanrandschuppe, so sieht man, daß die Differenz der Streichrichtungswinkel etwa  $17^{\circ}$  beträgt. Es liegt dieser Unterschied innerhalb einer vertretbaren Grenze des Pendelns um eine bevorzugte Achsenlängsrichtung.

Das Abtauchen der b-Achsen in ENE-Richtung ist der Grund dafür, daß die Kieselkalkschuppe ziemlich schmal zwischen ihrer Süd- und Nordbegrenzung auftritt, denn die Frankenfelder Decke konnte auf diese abtauchende Deckenabsplitterung viel weiter aufgeschoben werden. Die Ähnlichkeit im Bau der Randzone und der südlichen Decke ist, mit Ausnahme einer achsialen Aufwölbung in der Deckenstreichrichtung, zu erkennen. Die tiefere Einheit taucht nach ENE, die höhere nach WSW ab.

Was die angebliche Verkehrtlagerung, vor allem vom Glosbach gegen Osten in der Kieselkalkzone betrifft, bei H. SCHWENK (1949, S. 91) dargelegt, so ist diese durch die Neueinstufung der Serie, in die höhere Unterkreide statt in Rhät-Lias hinfällig geworden; seine auf Grund der angenommenen Stratigraphie gedeutete Verkehrtstruktur existiert nicht. Wohl ist die Cenomanrandschuppe eine intern stark gefaltete Einheit, aber durch Fehlen von Geopetalgefügen kann verkehrt und aufrecht nicht sicher unterschieden werden.

Eine statistische Kluftauswertung erbrachte wegen zu geringer Anzahl keine eindeutigen Maxima.

#### 7.5 Flysch und Helvetikum

Die Flyschzone stellt hier eine Zone intensiver Schuppung und Vermischung dar, wie dies das nahe Beieinander von Bunten Schieferen aus dem Flysch und aus der Buntmergelserie zeigt. Der Grund dafür ist die Überschiebung der Flyschzone auf die Buntmergelserie des Helvetikums, welche hier als Schmiermittel für die Flyschdecke angesehen werden kann.

Nicht ganz zutreffend ist in meinem Gebiet die Darstellung von W. SCHNABEL (1970, S. 44), welcher Buntmergelserievorkommen nur ständig am Nordrand der Klippenkerne beobachtet. So sieht man bei meinen Buntmergelvorkommen Positionen randlich und auch teils südlich der Kerne, die ich mir dadurch erkläre, daß der Flysch wohl über die Klippenzone geschoben wurde und nicht nur mitgerissene Buntmergel-

serienanteile im Norden der Klippenkerne abgelagert hat, sondern die hochgeschleppten Buntmergel sind gemeinsam mit den Klippen durchgespießt worden und befinden sich somit auch am Südrand der Kerne.

Diese hier nicht nur die eigene Hülle, sondern die nächst höhere tektonische Einheit, die Flyschdecke durchdringenden Klippenkerne, kann man als Durchspießungsklippen auffassen (vgl. A. TOLLMANN, 1973, S. 304).

Meine Klippenvorkommen haben übrigens auch gute Übereinstimmung mit den Klippen in der pieninischen Klippenzone der Nördlichen Karpaten gezeigt, wie dies D. ANDRUSOV (1968, S. 55 ff.) beschreibt. Nach M. RICHTER (1969, S. 5 f.) kann man mein „Tressensteinkalk“-Vorkommen nach der Gliederung des Helvetikums s. str. in Vorarlberg, mit Bildungen des Nordhelvetikums vergleichen. Gesteine des Malm, wie der Karbonatriffserien der Altenmarkter Schichten (vgl. F. BRIX et al., 1977, Abb. 2, S. 18) des autochthonen Mesozoikums, können bis heute noch als Herkunftsgebiet ausgeschlossen werden, denn die Verbreitung des Mesozoikums unter der Molasse ist so weit südlich noch nicht bekannt geworden.

### 7.6 Kristallinvorkommen

Das Vorkommen mit Kristallingeröllen im Glosbachgraben und das des diaphthorisierten Gneises im Höllgraben, möchte ich zusammen besprechen, da deren Herkunftsgeschichte wahrscheinlich gleich ist. G. GÖTZINGER & Ch. EXNER haben (1953, S. 85 ff.) den Aufschluß im Glosbachgraben beschrieben und deuten ihn als „Scherling“. Für eine mögliche Einsedimentierung von Kristallinmaterial in Flyschgestein spricht sich S. PREY (1953, S. 145) aus.

P. FAUPL hat dann (1975, S. 55 f.) nachgewiesen, daß Kristallinblöcke durch charakteristische Schwermineralspektren und dem deutlichen retrograden Metamorphoseakt, Beziehungen zur Moravischen Zone der Böhmisches Masse zulassen. So betrachte auch ich durch die Diaphthorese des Gneises und dem Vergleich mit einem Kristallinfund von P. FAUPL (1975, S. 9 und S. 65, Abb. 24) die Moravische Zone als Herkunftsgebiet.

In diesem Zusammenhang wird noch auf die Arbeit von G. FRASL (1978, S. 27 ff.) hingewiesen, wo in Kristallinblöcken im Helvetikum, von St. Gilgen bis Neulengbach, Pumpellyit führende Quarzdiorite ausgeschieden wurden. Eine riesige Intrusion in der aufgezeigten E-W-Erstreckung aus Quarzdiorit kann nun ebenso als Herkunftsgebiet von Scherlingen in Betracht gezogen werden.

Bei der Brekzie, welche neben dem Gneisblock gefunden wurde, ließ sich eine gewisse Ähnlichkeit mit der Bernreiter Brekzie von P. GOTTSCHLING (1965, S. 59 ff.) feststellen.

Beziehungen waren auch zur „Bernreiter Fazies“ (P. FAUPL, 1978, S. 16 und S. 35) herzustellen, sowie eine tektonisch-fazielle Zugehörigkeit zur paläogenen Buntmergelserie. Der Gneis hat hier die Brekzie offenbar aus dem höheren Untergrund mitgeschleppt und beide haben, sowie Klippenkern und Hülle gemeinsam, den Flysch als kleine „Durchspießungsklippe“ durchbohrt.

### 7.7 Das Alter des Deckenbaues und der Faltung

Durch das Fehlen der Gosausedimente in den Schichtfolgen der Einheiten, ist für den Deckenbau in diesem Raum das vorgosausische Alter nahelegt.

Die liegenden bis überkippten Falten, sowie die Deckenstirneinrollungen sind ebenso vorgosausisch mit der Überschiebung der Lunzer- auf die Frankenfelder Decke ange-

legt worden. Dieses tektonische Hauptereignis setzte erst in der mediterranen Phase (vgl. A. TOLLMANN, 1964, S. 86, Taf. 8) ein, die in den Kalkvorpalen durch die Schichtlücke im (Mittel-) Turon erkenntlich wird.

In der illyrisch-pyrenäischen Phase erfolgte dann nach A. TOLLMANN (1964, S. 85) ein kräftiger, nachgosausischer Deckenschub mit Überschiebung des Flyschzonen-südrandes, was in der deutlichen Aufsteilung der Überschiebungsbahnen auch in meinem Gebiet zum Ausdruck kommt.

#### 8. Literaturverzeichnis

- ANDRUSOV, D., 1968: Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. – 188 S., 70 Abb., Bratislava (Slow. Akad. Wiss.).
- BARTENSTEIN, H. & BETTENSTAEDT, F., 1962: Marine Unterkreide (Boreal und Tethys). – 224–297, 7 Abb. [in:] BARTENSTEIN, H. & BETTENSTAEDT, F. et al. [Arb.-Gemeinsch.]: Leitfossilien der Mikropaläontologie. – 432 S., 27 Abb., 22 Tab., 61 Taf., Berlin (Borntraeger).
- BARTENSTEIN, H. & BETTENSTAEDT, F. & BOLLI, H., 1957: Die Foraminiferen der Unterkreide von Trinidad. B. W. I. Erster Teil: Cuche- und Toco-Formation. – Ecl. geol. Helv., 50, 5–67, 3 Abb., 8 Taf., Basel.
- BAUMGARTNER, W., 1976: Analyse und Interpretation des Baues der Frankenfeser Decke (südlich St. Pölten, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 23, 79–111, 17 Abb., 1 Tab., Wien.
- BERNOULLI, D. & JENKYNS, H. C., 1970: A Jurassic Basin: The Glaserbach Gorge, Salzburg, Austria. – Verh. Geol. B.-A., 1970, 504–531, 2 Abb., Taf. 1–6, Wien.
- BITTNER, A., 1896: Geologisches aus dem Pielachthale nebst Bemerkungen über die Gliederung der alpinen Trias. – Verh. Geol. R.-A., 1896, 385–418, 1 Abb., Wien.
- et al., 1907: Geologische Spezialkarte Österr.-Ungarn, Blatt St. Pölten. – Wien (Geol. R.-A.).
- BRIX, F. et al., 1977: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich. – Erdöl-Erdgas Z., 93, 12–35, 8 Abb., Wien.
- BUCHHOLZ, G., 1976: Geologische Untersuchungen in der Frankenfeser Decke um Kirchberg/Pielach. – Unveröff. Vorarbeit. Geol. Inst. Univ. Wien, 45 S., 19 Abb., 12 Beil., 8 Fotos, Wien.
- CLOOS, H., 1936: Einführung in die Geologie. – XII + 503 S., 356 Abb., 3 Taf., Berlin (Borntraeger).
- CZJZEK, J., 1853: Die geologische Beschaffenheit der Gebirge zwischen Guttenstein und Kirchberg an der Bielach. – Jb. Geol. R.-A., 4 (1853), Wien.
- FABRICIUS, F. H., 1960: Sedimentation und Fazies des Rhät und der Lias-Überdeckung in den Bayrisch-Tirolischen Kalkalpen. – Diss. Auszug Fak. Allg. Wiss. Techn. Hochsch. München, 16 S., 2 Taf., München (Photodruck).
- 1966: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayrisch-Tiroler Kalkalpen. – Internat. sedim. petrogr. series. 9, 143 S., 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden (Brill).
- FAHLBUSCH, V., 1962: Zur Stratigraphie des Dogger in der kalkalpinen Randzone des Kampenwand-Vorlandes. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 2, 9–16, 2 Abb., München.
- FAUPL, P., 1975: Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober- und Niederösterreich. – Jb. Geol.

- B.-A., 118, 1–74, 43 Abb., 10 Tab., Wien.
- 1978: Faziestypen der paläogenen Buntmergelserie der östlichen Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 68, 13–38, 10 Abb., 5 Tab., Wien.
  - & TOLLMANN, A., 1979: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rdsch., 68, 93–120, 10 Abb., 2 Taf., Stuttgart.
- FENNINGER, A. & HÖTZL, H., 1967: Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressensteinkalkes der Typlokalitäten (Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 128, 1–37, 8 Abb., 3 Tab., Taf. 1–5, Stuttgart.
- & HOLZER, H.-L., 1972: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 63 (1970), 52–141, 15 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Taf. 1–19, Wien.
- FISCHAK, W., 1949: Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone östlich der Pielach. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 78 S., 4 Beil., Wien.
- FLÜGEL, E., 1964: Ein neues Vorkommen von Plassenkalk (Ober-Jura) im Steirischen Salzkammergut, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 120, 213–232, 2 Abb., 1 Tab., Taf. 11–13, Stuttgart.
- 1978: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – XI + 454 S., 33 Taf., 68 Abb., 57 Tab., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- FLÜGEL, H., 1967: Die Lithogenese der Steinmühl-Kalke des Arracher Steinbruches (Jura, Österreich). – Sedimentology, 9, 23–53, 6 Abb., 3 Tab., Amsterdam.
- & FENNINGER, A., 1966: Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 123, 249–280, 10 Abb., 2 Tab., Taf. 28–31, Stuttgart.
- FOBER, H., 1972: Die Aufschlüsse entlang der Autobahn-Südumfahrung von Hochstraß bis Gießhübl (Niederösterreich). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 187 S., 13 Abb., 4 Beil., Beil.-Bd., Wien.
- FRASL, G., 1978: Zeugen sehr schwacher Metamorphose (Pumpellyit und Zeolith sowie Stilpnomelan) in Kristallinblöcken des Alpennordrandes (Buch-Denkmalgranit, OÖ. und St. Gilgen/Sbg.). – Ber. Geol. Tiefbau Ostalpen, 6 (1977), 27–31, 1 Abb., Wien (Zentralanst. Meteor. und Geodyn.).
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G., 1970: Sediment-Petrologie, 2. Teil. – XV + 726 S., 326 Abb., 66 Tab., Stuttgart (E. Schweizerbart).
- GARRISON, R. E., 1964: Jurassic and Early Cretaceous Sedimentation in the Unken Valley Area, Austria. – Diss. Dept. Geol. Univ. Princeton, 188 S., 28 Abb., 22 Taf., Princeton.
- GEYER, G., 1910: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstal. – Jb. Geol. R.-A., 59 (1909), 29–100, 3 Abb., Taf. 2, Wien.
- GEYER, O. F., 1977: Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde, Teil 2. – IX + 341 S., 190 Abb., 18 Tab., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- GOTTSCHLING, P., 1965: Geologische Neuaufnahme der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte bis Berneith (Gölsental, Niederösterreich). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 149 S., 4 Abb., 7 Taf., 3 Prof., 3 Diagr., Fototeil., Wien.
- GÖTZINGER, G., 1934: Eine neue Klippe im Flysch W der Traisen. – Die tektonische Linie von Rabenstein an der Pielach. – Verh. Geol. B.-A., 1934, 86–88, Wien.
- & EXNER, CH., 1953: Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. – 81–106, 2 Abb. – [in:] KÜPPER, H. et al.

- [Hrsg.] Skizzen zum Antlitz der Erde. – 424 S., zahlr. Abb., zahlr. Taf., Wien (Brüder Hollinek).
- HERTLE, L., 1865: Baue der Umgebung von Kirchberg an der Pielach. – 93–113, 5 Abb. – [in] LIPOLD, M. V.: Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., 15 (1865), 1–164, 38 Abb., 2 Taf., Wien.
- HINTEREGGER, H., 1977: Geologische Bearbeitung des Steinbruches ENE Rabenstein/Pielach (Flyschzone). – Geol. Prakt. 4, Geol. Inst. Univ. Wien, 16 S., 2 Tab., 6 Beil., Wien.
- 1979: Fazies und Stratigraphie der Opponitzer Schichten ausgehend vom Lunzer Raum. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 160 S., 54 Abb., 14 Beil., Wien.
- HÖTZL, H., 1966: Zur Kenntnis der Tressenstein-Kalke (Ober-Jura, Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 123, 281–310, 10 Abb., 4 Tab., Taf. 32–36, Stuttgart.
- HUCKRIEDE, R., 1959: Trias, Jura und tiefere Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 1959, 44–92, 1 Abb., Wien.
- JACOBSHAGEN, V., 1965: Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jb. Geol. B.-A., 108, 1–114, 3 Abb., 2 Tab., 13 Taf., Wien.
- KIRCHMAYER, M., 1957: Durch Mikrofossilien belegte grüne Schichten im norischen Hauptdolomit in Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A., 1957, 324–239, 2 Abb., Wien.
- KOBER, L., 1912: Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 5 (1912), 368–481, Taf. 8–14, Wien.
- 1913: Der Deckenbau in den östlichen Nordalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 88, 360–368, Prof. 4–6, Wien.
- KOHLBECK, F. & SCHEIDEGGER, A. E., 1977: On the Theory of the Evaluation of Joint Orientation Measurements. – Rock Mech., 9 (4), 9–25, 9 Abb., Wien–New York (Springer).
- KOLLMANN, H., 1968: Zur Gliederung der Kreideablagerungen der Weyerer Bögen (Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A., 1968, 126–137, Taf. 1–2, Wien.
- KRAULIZ, H. G., 1976: Flysch- und Kalkalpenstirn-Zone östlich der Traisen (Niederösterreich). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien., 153 S., 42 Abb., 9 Beil., Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & HAMEDANI, A., 1973: Eine spezifische Mikrofaunen-Vergesellschaftung aus den Opponitzer Schichten des Oberkarn der niederösterreichischen Kalkvoralpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143, 193–222, 13 Abb., Stuttgart.
- KRYSTYN, L., 1971: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten/Aalenium-Oxford) in den Östlichen Nordalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1971, 486–509, 1 Abb., Taf. 1–3, Wien.
- KUENEN, Ph. H. & CAROZZI, A., 1953: Turbidity currents and sliding in Geosynklinal basins of the Alp. – Journ. Geol., 61 (4), 363–373, 3 Abb., 2 Taf., Chicago.
- KUDERNATSCHEK, J., 1852: Geologische Notizen aus den Alpen. – Jb. Geol. R.-A., 1852, H. 2, 44–87, 18 Abb., Wien.
- LEINE, L., 1971: Rauhacken und ihre Entstehung. – Geol. Rdsch., 60, 488–524, 6 Abb., Stuttgart.
- LEISCHNER, W., 1959: Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und unteres Rettenbachtal) unter besonderer Berücksichtigung der Mikro-



- fazies. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Wien, 90 S., 53 Abb., 8 Taf., 2 Kt., Wien.
- LIPOLD, M. V., 1865: Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., 15, 1–164, 45 Abb., Taf. 1–2, Wien.
- 1865 a: Trias und rhätische Formation in der Umgebung von Kirchberg a. d. Pielach. – Verh. Geol. R.-A., Sitz. 7. März, 55–57. – [In:] Jb. Geol. R.-A., 15 (1865), 1–264, Wien.
- 1866: Geologische Special-Aufnahmen der Umgegend von Kirchberg und Frankfels in Nieder-Österreich. – Jb. Geol. R.-A., 16 (1866), 3 Abb., 1 Taf., Wien.
- LÖCSEI, J., 1970: Die geröllführende Mittelkreide der östlichen Kalkvorpalpen (Abschnitt Losenstein-Wien). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 207 S., etl. Abb., 20 Mikrofoss.-Taf., 13 Beil.-Taf., Wien.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U., 1968: Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic „Hauptdolomit“ of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. – Repr. Rec. Develop. Carb. Sed. Central Europe, 228–239, 14 Abb., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- 1970: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Festbd. Geol. Inst. 300-J.Feier Univ. Innsbruck, 255–308, Abb. 26–31, Taf. 3–8, Innsbruck.
- PLÖCHINGER, B., 1955: Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. – Jb. Geol. B.-A., 98, 93–144, 5 Abb., Taf. 5–7, Wien.
- PREY, S., 1952: Aufnahmen in der Flyschzone auf den Blättern Gmunden-Schafberg (4851) und Kirchdorf/Krems (4852), (Gschlifgraben), sowie auf den Blättern Ybbs (4754) und Gaming-Mariazell (4854) (Rogatsboden) (Bericht 1951). – Verh. Geol. B.-A., 1952, H. 1, 41–45, Wien.
- 1953: Streiflichter zum Problem der „Scherlinge“ in der Flyschzone. – Verh. Geol. B.-A., 1953, H. 2, 138–145, 1 Abb., Wien.
- 1957: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). – Jb. Geol. B.-A., 1957 (100), 299–358, 2 Abb., 1 Taf., Wien.
- 1973: Der südöstliche Teil der Flyschzone in Wien ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. – Verh. Geol. B.-A., 1973, 67–94, 2 Abb., 1 Tab., Wien.
- 1974: Die Flyschzone des Wienerwaldes. – 1–57, 5 Abb., 2 Tab., 1 geol.-tekt. Kt. – [In:] PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Der Wienerwald. – Samml. geol. Führer, 59, Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- RICHTER, M., 1966: Allgäuer Alpen. – Samml. geol. Führer, 45, 189 S., 54 Abb., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger).
- 1959: Vorarlberger Alpen. – Samml. geol. Führer, 49, 169 S., 58 Abb., 1 geol. Kt., Berlin (Borntraeger).
- ROSENBERG, G., 1938: Das Gebiet des Wienergrabens bei Kaltenleutgeben (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., 88, 147–163, 1 Abb., Wien.
- SCHMIDT-THOME, P., 1954: Kluftektonik und Großstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch., 42, 172–187, 4 Abb., Stuttgart.
- 1964: Der Alpenraum. – 244–296, 334–343, 2 Abb., 5 Taf., [In:] Erl. zur geol. Kt. von Bayern 1:500 000, 2. Aufl., München.
- SCHNABEL, W., 1970: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 131–188, 2 Tab., 2 Taf., Wien.
- SCHWENK, H., 1949: Geologie der Kalkalpen und der Klippenzone westlich der Pie-

- lach. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 117 S., 5 Beil., Wien.
- SEILACHER, A., 1958: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. – *Ecl. geol. Helv.*, 51, 1062–1078, 1 Abb., 3 Tab., Basel (Birkhäuser).
- SOLOMONICA, P., 1934: Die Grenzregion zwischen Flysch und Kalkalpen von der Traisen bis zur Mank. – *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, 71, 221–223, Wien.
- 1935: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und ihrer angrenzenden Gebiete. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 27 (1934), 1–119, Taf. 1–3, Wien.
- SPENGLER, E., 1928: Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. – *Jb. Geol. B.-A.*, 78, 53–114, Taf. 1–2, Wien.
- 1959: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. 3. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, 102, 193–312, 5 Abb., Taf. 4, Wien.
- SPITZ, A., 1910: Der Höllensteinzug bei Wien. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 3, 351–433, 15 Abb., Taf. 11–13, Wien.
- 1920: Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 12 (1919), 1–115, 12 Abb., Taf. 1–3, Wien.
- STEINER, P., 1966: Zur Geologie der südwestlichen Lunzer Decke. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 161 S., 14 Abb., 11 Taf., Wien.
- SUCESS, E. & MOJSISOVICS, E. v., 1868: Studien über die Gliederung der Trias- und Jura-Bildungen in den östlichen Alpen. Nr. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. – *Jb. Geol. R.-A.*, 18, 167–200, 1 Tab., Taf. 6–8, Wien.
- TOLLMANN, A., 1963: Ostalpensynthese. – VIII + 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke).
- 1963 a: Zur Frage der Faziesdecken in den nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). – *Geol. Rdsch.*, 53, 153–170, Taf. 16, Stuttgart.
- 1963 b: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. – *Erdöl-Z.*, 79, 41–52, 2 Abb., Wien.
- 1964: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 14 (1963), 81–88, 1 Taf., Wien.
- 1966: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland. Beispiel alpiner Deckentektonik. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 58 (1965), 103–207, 4 Taf., Wien.
- 1971: Betrachtungen zum Baustil und Mechanismus kalkalpiner Überschiebungen. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1971, 358–390, 12 Abb., Wien.
- 1973: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. – XXI + 445, 170 Abb., Wien (Deuticke).
- 1976: Analyse des klasstischen nordalpinen Mesozoikums. – Bd. II, XV + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- 1977: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. – *N. Jb. Paläont. Abh.*, 153, H. 1, 1–27, 1 Taf., Stuttgart.
- TRAUTH, F., 1919: Die „Neuhauser Schichten“, eine litorale Entwicklung des alpinen Bathonien. – *Verh. Geol. B.-A.*, 1919, 333–339, Wien.
- 1922: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 14 (1921), 105–265, 1 Tab., Taf. 3–4, Wien.

- 1950: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1948, 145–218, Taf. 1–3, Wien.
- 1954: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen a. d. Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. – Verh. Geol. B.-A., 1954, 89–140, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- TRUSHEIM, F., 1930: Die Mittenwalder Karwendelmulde. – Wiss. Veröff. dt. österr. Alpenver., 7, 69 S., 3 Abb., 8 Taf., Innsbruck.
- ULRICH, R., 1960: Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. – Geologica Bavarica, 41, 99–151, 17 Abb., 1 Beil.-Taf., München.
- VETTERS, H., 1904: Die nördliche Hälfte der Kleinen Karpaten samt dem Weißen Gebirge. – Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orient, 16, 49–106, Abb. 21–40, Taf. 1–2, Wien.
- WESSELY, G., 1967: Ein Fossilfundpunkt im Lias von Groisbach (NÖ.) und seine geologische Stellung. – Verh. Geol. B.-A., 1967, 37–50, 2 Abb., Wien.
- WENDT, J., 1969: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalkes im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 132, 219–238, 1 Abb., 1 Tab., Taf. 21–25, Stuttgart.
- 1970: Stratigraphie und Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 433–448, 13 Abb., Stuttgart.
- 1971: Die Typlokalität der Adneter Schichten (Lias, Österreich). – Annales Inst. geol. publ. Hungarici, 54, fasc. 2, 105–116, 4 Abb., Budapest.
- WIESENEDER, H., 1953: Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. – Erdöl und Kohle, 6 (1953), 369–372, Wien.
- 1972: Klassifikation und Entstehung terrigener und karbonatischer Sedimentgesteine. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 64 (1971), 219–236, 1 Tab., 3 Taf., Wien.
- WOLETZ, G., 1963: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., 106, 89–119, 4 Abb., 18 Taf., Wien.
- ZACHER, W., 1966: Die kalkalpinen Kreide-Ablagerungen in der Umgebung des Tannheimer Tales (Nordtirol). – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. etc., 6, 213–228, 4 Abb., München.
- ZIEGLER, J. H., 1967: Ammoniten-Ökologie am Beispiel des Oberjura. – Geol. Rdsch., 56, 439–464, 20 Abb., Stuttgart.

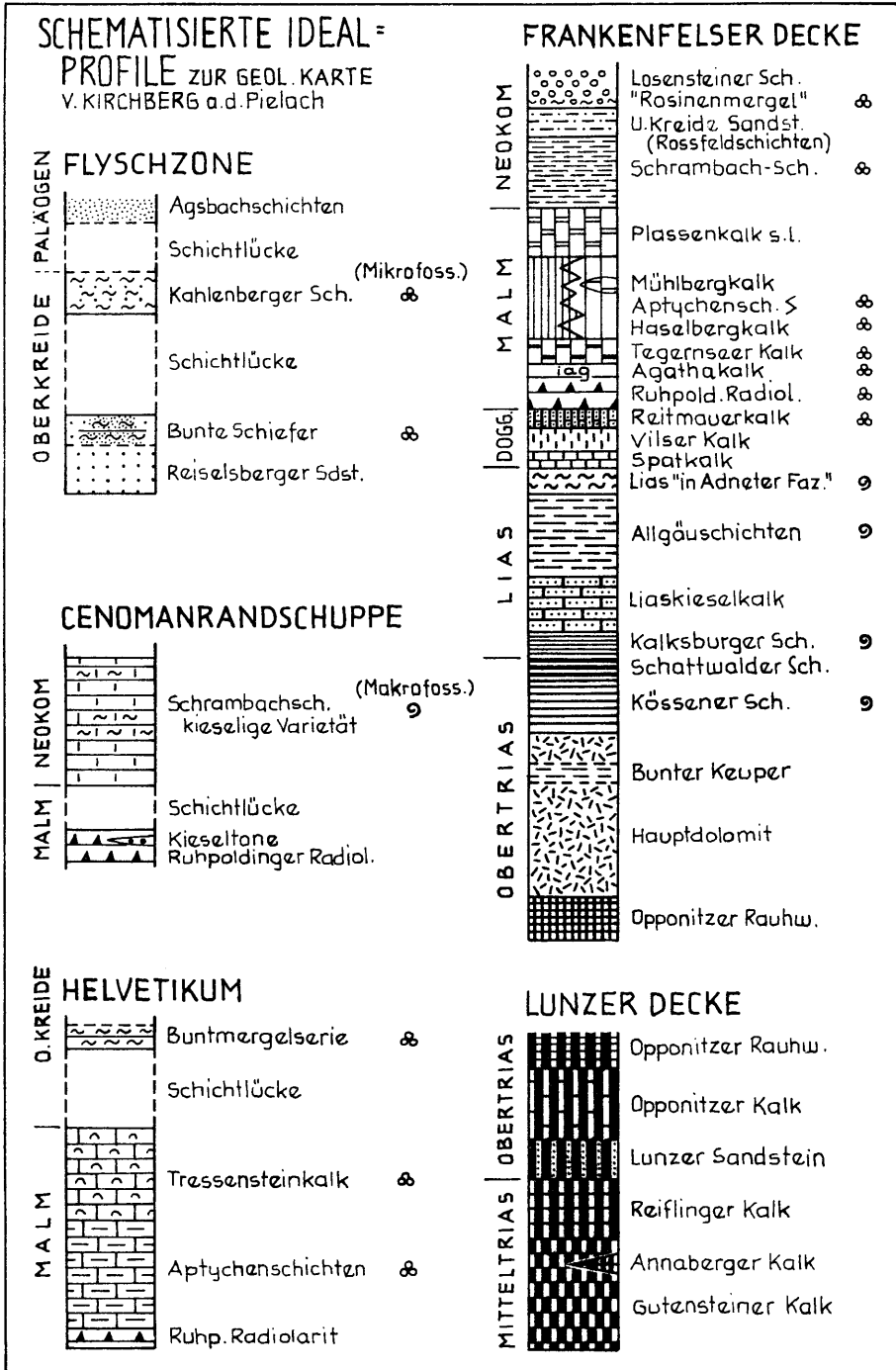


Abb. 7

## TAFEL 1

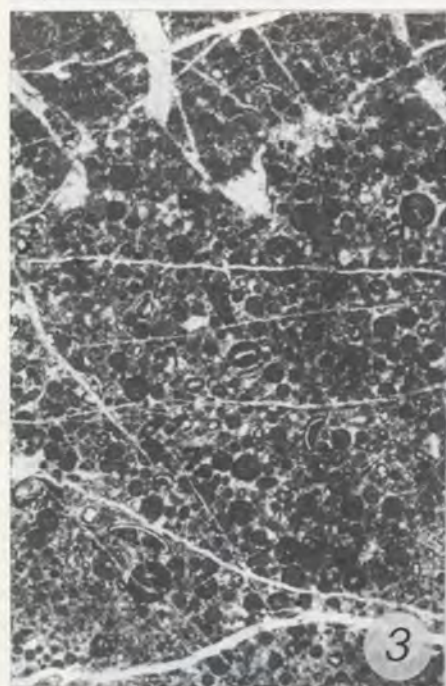
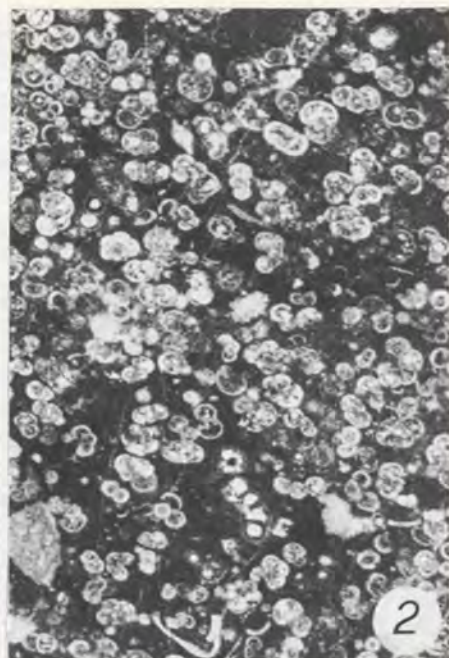
- Fig. 1: Detail aus Abb. 2 von S. 50 (x 21). Das Foto zeigt aufrechte Lagerung an. Der Sedimentwechsel wird deutlich durch das Einsetzen der größeren Radiolariengattung markiert.
- Fig. 2: Schlifffoto aus dem Agathakalk (x 33) mit den charakteristischen „*Protoglobigerinae* sp. indet.“ (det A. PAPP). Die matten, grauen, eckigen, spitzen bis gerundeten, ohne auffälliger Internstruktur vorkommenden Körner sind Glaukonitminerale. Das Zwischenmittel ist mikritisch.
- Fig. 3: 21-fache Vergrößerung eines Ooidmikrites aus dem, dem „Plassenkalk“ ähnlichen Gestein. Er besteht zu mehr als 40 % aus Ooiden, sowie untergeordnet aus Peloiden. „Sortierung“ mittel.
- Fig. 4: ~10-fache Vergrößerung eines mittelgroßen Nummuliten (U-Eozän) in einem Quarzsandstein, von dem Aufschluß im Glosbachgraben, 750 m NW Kote 666.

## TAFEL 2

- Fig. 1: *Crioceratites* (?) sp., Abdruck, Vergrößerung ca. 3,5 x.
- Fig. 2: *Pulchellia* sp., Steinkern, Vergrößerung ca. 4,5 x.
- Fig. 3: *Puzosia* (?) sp., Steinkern, Vergrößerung ca. 1,7 x.
- Fig. 4: *Puzosia* (?) sp., Abdruck, Vergrößerung ca. 1,7 x.



TAFEL 1



# TAFEL 2

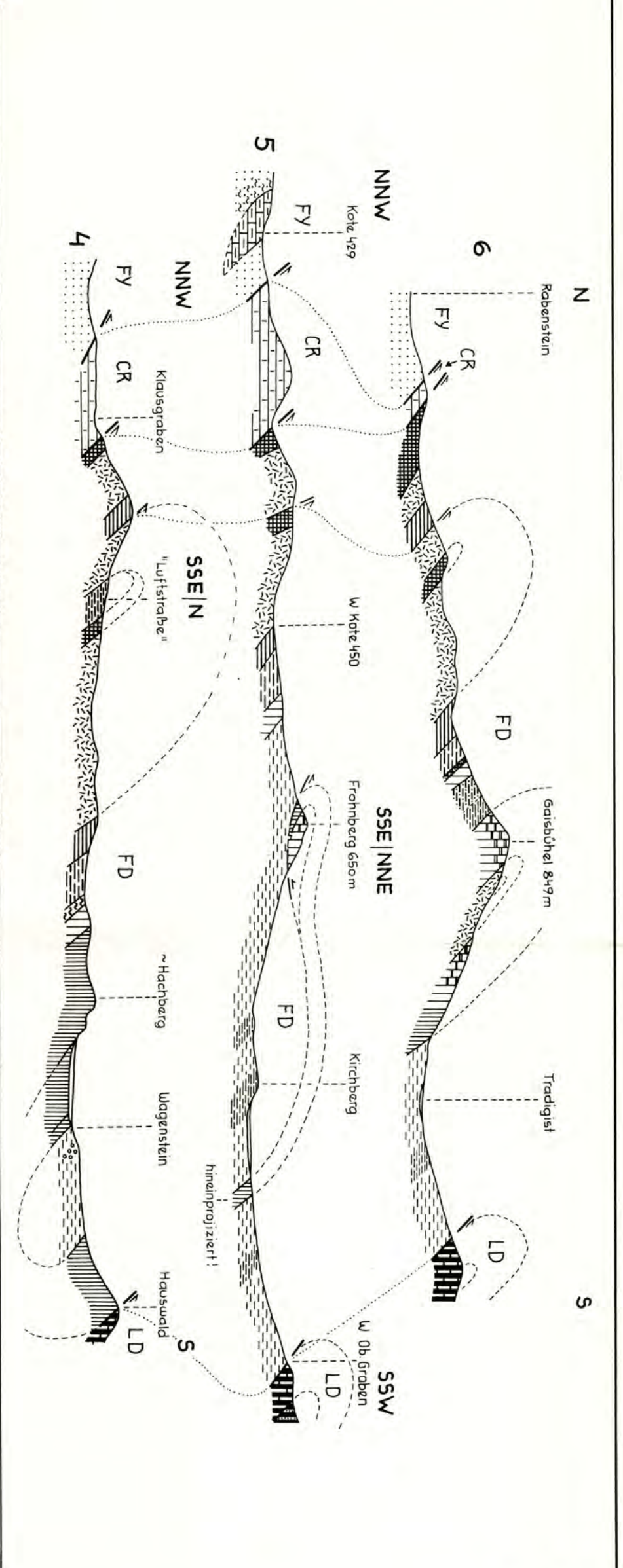
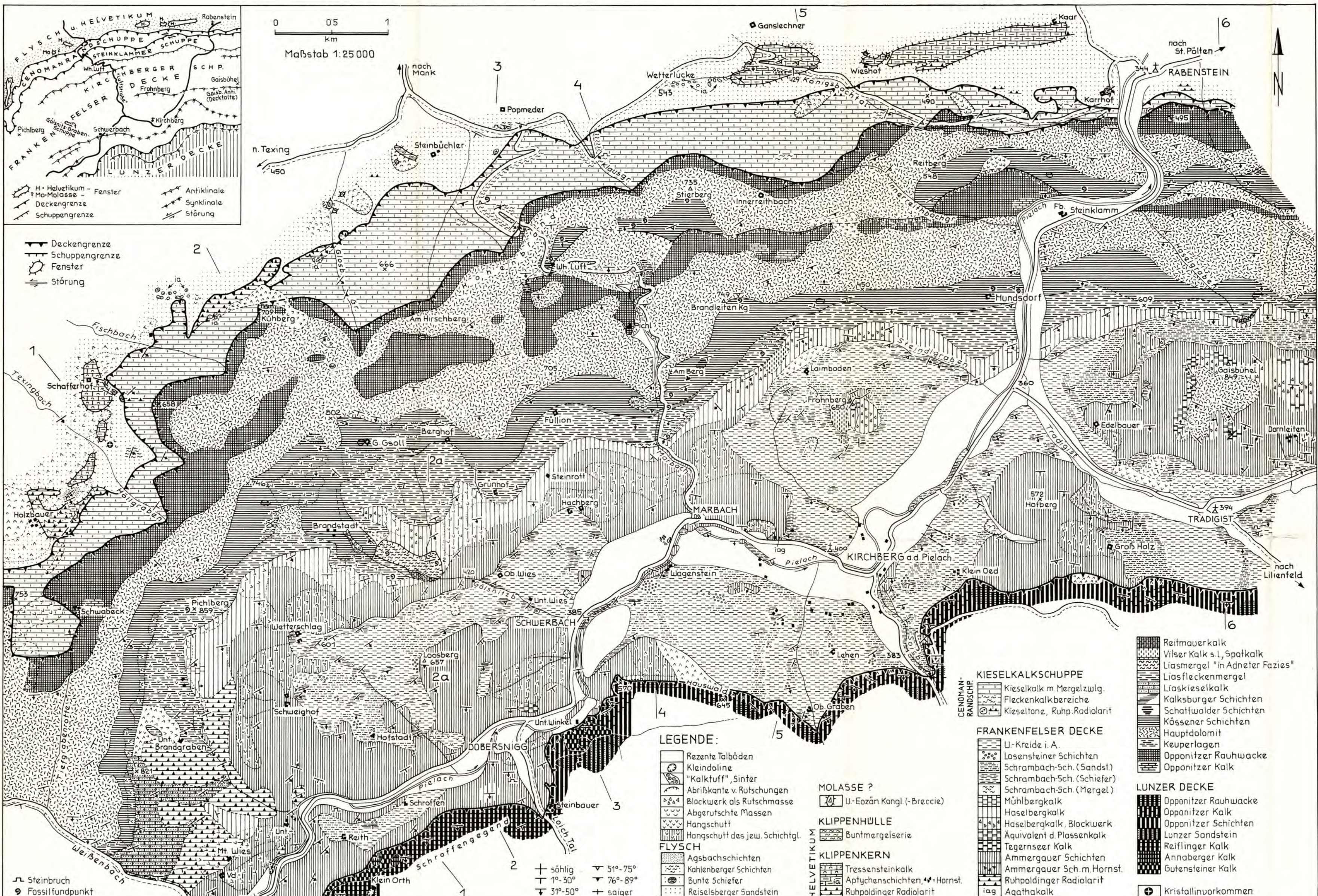
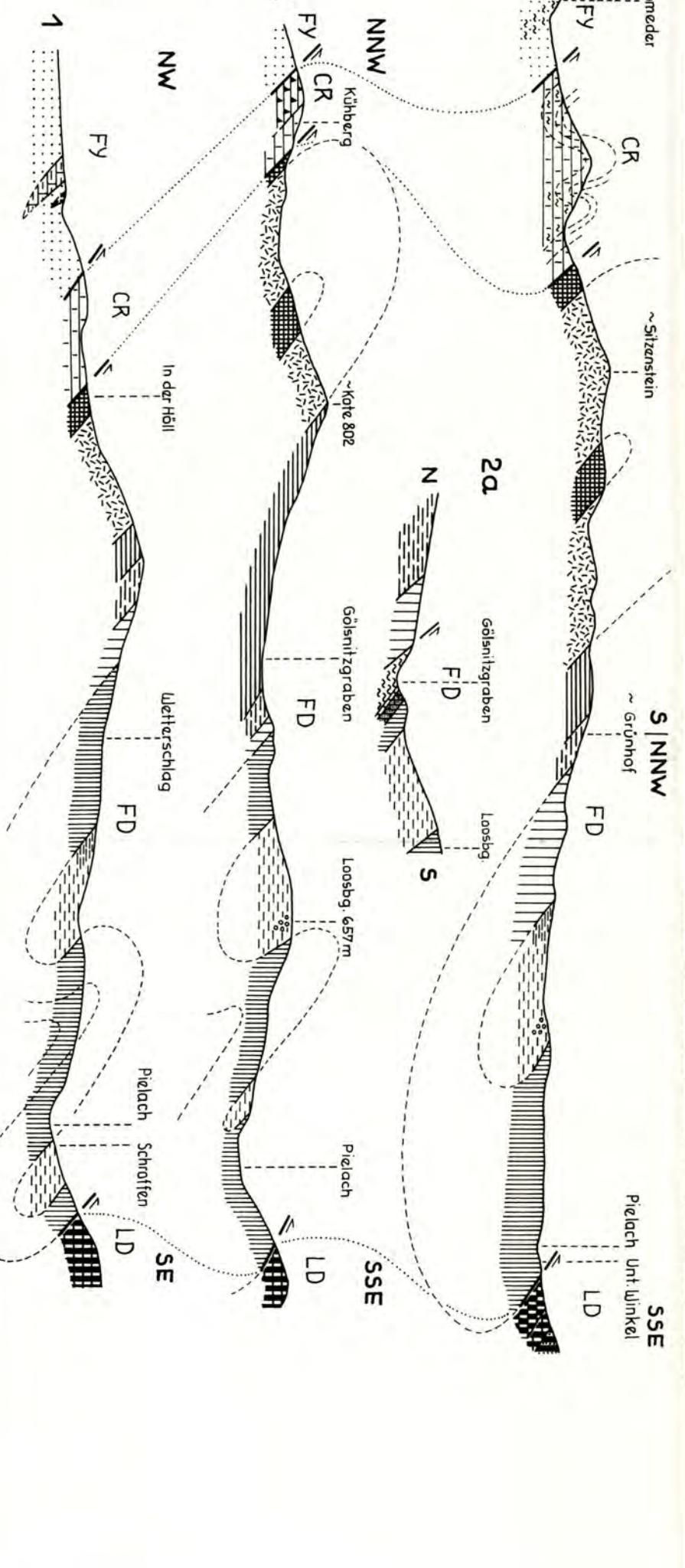




# GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG VON KIRCHBERG an der Pielach, N.Ö.

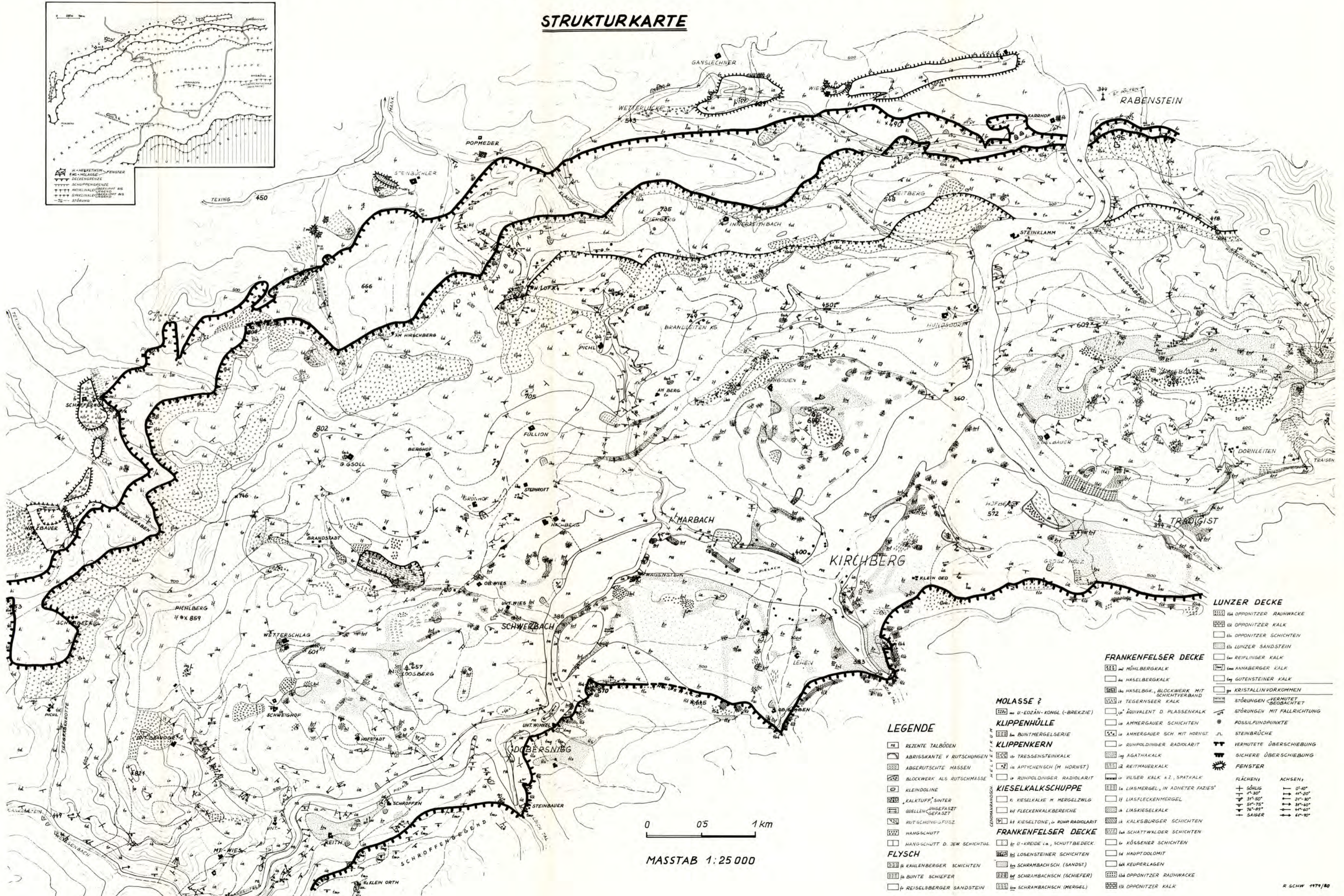
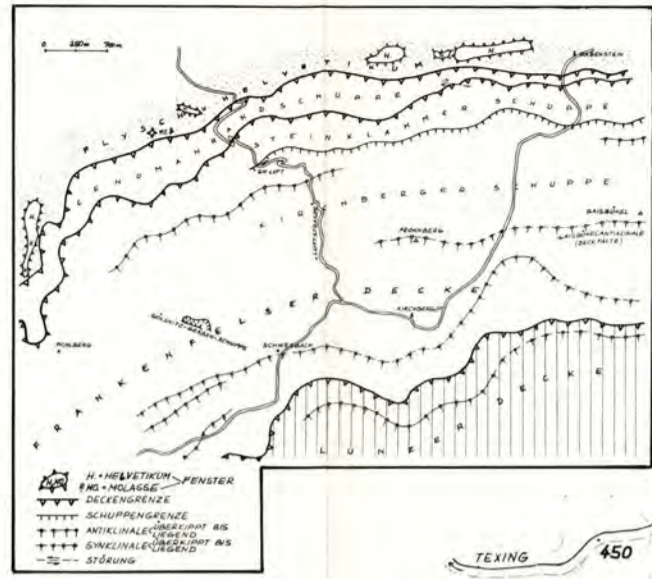
Aufgenommen in den Jahren 1976 -1978 von R. SCHWINGENSCHLÖGL

FY FLYSCH u. HELVETIKUM  
 CR CENOMAN-RANDSCHÜPPE  
 FD FRANKENFELSER D.  
 LD LUNZER DECKE



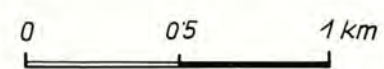


## STRUKTURKARTE



### LEGENDE

- |  |   |   |
|--|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>REZENTE TALBÖDEN</li> <li>ABRISSEKANTE V. RUTSCHUNGEN</li> <li>ABGERUTSCHTE MAssEN</li> <li>BLOCKWERK ALS RUTSCHMASSE</li> <li>KLEINDOLINE</li> <li>KALKTUFF, SINTER</li> <li>QUELLEN-INGEFASZT</li> <li>RUTSCHUNGS-FUSSZ</li> <li>HANGSCHUTT</li> <li>HANGSCHUTT D. 2. W. SCHICHTL.</li> <li>FLYSCH</li> <li>KALENBERGER SCHICHTEN</li> <li>BUNTE SCHIEFER</li> <li>REISELSBERGER SANDSTEIN</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>U-EOZÄN-KONGL. (-BREKZIE)</li> <li>BUNTMERGELSERIE</li> <li>TRESSENSTEINKALK</li> <li>APTYCHENSCH (M. HORNST)</li> <li>RÜHPOLDINGER RADIOLARIT</li> <li>KIESELKALKSCHUPPE</li> <li>KIESELKALKE M. MERGELZWLG</li> <li>FLIECKENKALKBEREICHE</li> <li>KIESELSTONE, R. RUPR. RADIOLARIT</li> <li>FRANKENFELSER DECKE</li> <li>U-KREIDE (s.), SCHUTTBEDECK.</li> <li>LOSENSTEINER SCHICHTEN</li> <li>SCHRAMBACHSCH. (SANDST.)</li> <li>SCHRAMBACHSCH. (SCHIEFER)</li> <li>SCHRAMBACHSCH. (MERGEL)</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>OPPONITZER RAHWACKE</li> <li>OPPONITZER KALK</li> <li>OPPONITZER SCHICHTEN</li> <li>LUNZER SANDSTEIN</li> <li>REIFLINGER KALK</li> <li>ANNABERGER KALK</li> <li>GÜTENSTEINER KALK</li> <li>KRISTALLIN VORKOMMEN</li> <li>STÖRUNGEN &lt;VERMUTET&gt;</li> <li>STÖRUNGEN MIT FALLRICHTUNG</li> <li>FOSSILRUNDPUNKTE</li> <li>STEINBRÜCHE</li> <li>VERMUTETE ÜBERSCHIEBUNG</li> <li>SICHERE ÜBERSCHIEBUNG</li> <li>FENSTER</li> </ul> |
|--|---|---|



MASSTAB 1:25 000



Zur Geologie und Hydrogeologie des Unteren Pitztalles  
(Niederösterreich)

von

**F. HABART**

8 Abb., Beil. 8

Anschrift:  
Dr. Felix HABART  
2620 Unterdanegg 21

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	27	S. 87–116	Wien, März 1981
---------------------------------------	----	-----------	-----------------



## Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung . . . . .	89
2. Einleitung . . . . .	90
3. Geologie . . . . .	90
3.1 Stratigraphie . . . . .	90
3.1.1 Regressiv metamorphe (paläozoische) Serie . . . . .	90
3.1.1.1 Grobgneiskomplex . . . . .	90
3.1.1.2 Hülschieferkomplex . . . . .	90
3.1.2 Permotriadische Serie . . . . .	90
3.1.2.1 Permoskythquarzitkomplex . . . . .	90
3.1.2.2 Karbonatgesteinskomplex . . . . .	91
3.1.2.2.1 Kalkmarmor . . . . .	91
3.1.2.2.2 Rauhwaacke . . . . .	91
3.1.2.2.3 Dolomit . . . . .	91
3.1.2.2.4 Das Alter des Karbonatgesteinskomplexes . . . . .	91
3.1.3 Tertiär . . . . .	91
3.1.3.1 Miozän . . . . .	92
3.1.3.2 Pliozän . . . . .	92
3.1.4 Quartär . . . . .	92
3.2 Tektonik . . . . .	92
4. Hydrogeologie . . . . .	93
4.1 Hydrogeologie der Festgesteinsbereiche der Talflanken . . . . .	93
4.1.1 Grundwasserhärte- und Temperaturmessungen . . . . .	93
4.1.2 Grundwasserübertritt aus dem Schwarzatal . . . . .	94
4.2 Hydrogeologie der Lockersedimente . . . . .	94
4.2.1 Lagerungsverhältnisse des Lockersedimentkörpers . . . . .	94
4.2.1.1 Relief der Dachkante des Grundwasserstauers . . . . .	99
4.2.1.2 Auswirkungen des Reliefs auf die geohydrodynamischen Verhältnisse . . . . .	99
4.2.2 Mächtigkeit des Grundwasserleiters . . . . .	100
4.2.3 Durchlässigkeitsverhältnisse des Grundwasserleiters . . . . .	100
4.2.3.1 Auswahl der Untersuchungsmethode . . . . .	100
4.2.3.2 Zusammenhang zwischen dem spezifischen elektrischen Widerstand und dem Kornaufbau eines aus Lockersedimenten bestehenden Grundwasserleiters . . . . .	103
4.2.3.3 Geoelektrische Kartierung . . . . .	103
4.2.3.4 Ergebnisse der geoelektrischen Kartierung . . . . .	103
4.2.4 Bevorzugte Wegigkeit für das unterirdische Wasser . . . . .	104
4.2.4.1 Relatives Durchsatzvermögen . . . . .	104
4.2.4.2 Erläuterungen des Grundwasserschichtenplanes . . . . .	107
4.2.5 Aufschlußbohrungen . . . . .	107
4.2.5.1 Aufschlußbohrung Seeenstein 3 . . . . .	108
4.3 Geohydrologische Verhältnisse . . . . .	108
4.3.1 Einzugsgebiet . . . . .	108
4.3.2 Niederschlag . . . . .	109
4.3.2.1 Einfluß des Niederschlages auf den ober- und unterirdischen Abfluß . . . . .	109

4.3.3 Abfluß . . . . .	109
4.3.3.1 Oberirdischer Abfluß . . . . .	110
4.3.3.2 Unterirdischer Grundwasserabfluß . . . . .	110
4.3.4 Verdunstung . . . . .	110
4.3.4.1 Evapotranspiration . . . . .	111
4.3.5 Versuch einer Bilanzierung des Wasserhaushaltes . . . . .	112
4.4 Zusammenschau . . . . .	112
5. Literaturverzeichnis . . . . .	114

### 1. Zusammenfassung

Das Gebiet des Unteren Pitztalles wurde geologisch und hydrogeologisch untersucht. Die Grundlage für die hydrogeologische Bearbeitung war eine geologische Kartierung der Talrandbereiche des Unteren Pitztalles.

Das Untersuchungsgebiet, welches sich am Nordostsporn der Zentralalpen befindet, baut sich aus zwei tektonischen Stockwerken auf.

Die tektonisch tiefere Einheit, die Wechsel-Decke, setzt sich aus Glimmerschiefern, phyllitischen Glimmerschiefern und Phylliten zusammen. Diese treten im Fenster von Scheiblingkirchen (H. MOHR, 1912, S. 643) und im „Fenster von Brunn“, welches im Zuge dieser Arbeit, auch mit Hilfe hydrogeologischer Betrachtungen, ausgeschieden werden konnte, zutage.

Über der tektonisch tieferen Einheit lagert im Arbeitsgebiet flach und ausnahmslos invers eine tektonisch höhere Einheit (= Stuhleck-Kirchberg-Decke). Diese baut sich aus Glimmerschiefern, phyllitischen Glimmerschiefern und Phylliten, in welche stellenweise Grobgnais eingeschaltet ist, Permoskythquarzit, Kalkmarmor, Rauhwa- ke und Dolomit auf. Diese mächtige Decke, die die Wechseldecke in ihrer ganzen Breite überlagert, ist als liegende Faltendecke (A. TOLLMANN, 1978, S. 175) entwickelt.

Über den Grundgebirgsserien liegen tertiäre terrestrische Sedimente (Miozän, Pliozän).

Die hydrogeologische Bearbeitung gliederte sich in zwei Aufgabenbereiche:

1. Die Bearbeitung der Festgesteinsbereiche der Talflanken  
und
2. die Bearbeitung der Lockersedimente der Talfüllung.

Die Talflanken können als mögliches Speicher- und Anreicherungsgebiet für die Lockersedimente der Talfüllung angesehen werden. Der Lockersedimentkörper des Unteren Pitztalles besteht, entsprechend den ehemaligen fluviatilen Sedimentationsverhältnissen, aus meist langgestreckten und ineinander verzahnten Linsen differenzierten Kornaufbaues. Eine bevorzugte Wegigkeit für das unterirdische Wasser ergibt sich in einem, zumeist in Talmitte hinziehendem, wechselnd breiten Sedimentationsband größeren Kornaufbaues. Diese deckt sich mit der aus Grundwasserschichtenplänen ermittelten Grundwasserpotentialströmungsrichtung und auch weitestgehend mit den Rinnen- und Muldenstrukturen der Dachkante des Grundwasserstauers. Entsprechend dieser Strukturen schwankt auch die Mächtigkeit des grundwasserführenden Lockersedimentkörpers. Der Mechanismus des Grundwasserübertritts aus dem Schwarza- in das Pittental konnte abgeklärt werden.

Die Untersuchung geohydrologischer Faktoren ergaben den Versuch einer Bilanzierung des Wasserhaushaltes des Arbeitsgebietes.

## 2. Einleitung

Diese Arbeit stellt einen Auszug der im Jahre 1978 am Geologischen Institut der Universität Wien unter gleichem Titel approbierten Dissertation dar.

Die Geländeaufnahmen wurden in den Jahren 1974–1977 durchgeführt. Als topographische Grundlagen standen eine Vergrößerung der Österr. Karte 1:50.000, Blatt Aspang 106, Luftbilder des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen und des Bundesheeres zur Verfügung.

## 3. Geologie

### 3.1 Stratigraphie

Im Untersuchungsgebiet treten zwei Serien auf. Es sind dies eine „Regressiv metamorphe (paläozoische) Serie“ und eine „Permotriadische Serie“.

#### 3.1.1 Regressiv metamorphe (paläozoische) Serie:

##### 3.1.1.1 Grobgneiskomplex:

Dieser Komplex baut sich aus Orthogesteinen granitischer Herkunft auf. Durch alpidische Durchbewegung und Metamorphose entstanden die heute vorliegenden Gneistypen.

Grobgneis tritt im Untersuchungsgebiet zumeist eingelagert in Phylliten auf. Das grau bis rosa anwitternde Gestein ist gut gebankt, mäßig bis gut geschiefert und weist neben 0,5 cm bis 1 cm großen glasigen Quarzen bis zu 2 cm x 1 cm große, oftmals zerbrochene Feldspatleisten auf.

##### 3.1.1.2 Hülschieferkomplex:

Diese Serie, die einen flächenmäßig großen Teil des Arbeitsgebietes einnimmt, setzt sich aus Phylliten, phyllitischen Glimmerschiefern und Glimmerschiefern zusammen, die im engsten Bereich wechsellagern. Die Unterscheidung in diese drei Gesteinstypen erfolgte aufgrund der Blättchengröße der Glimmerminerale. Zumeist handelt es sich jedoch um dunkelgraue bis graugrüne, stark verfaltete phyllitische Glimmerschiefer, die von bis zu 2 cm starken Quarzlinsen und Adern durchzogen sind. Diese sind meist mitverfaltet und ausgedünnt und werden von einer Grundmasse aus Hellglimmer-, Biotit-, etwas Muskovitschüppchen und Quarzkörnern umflossen.

Phyllitische Glimmerschiefer treten auch als Bauelemente der tektonisch höheren Einheit, der Stuhleck-Kirchberg-Decke (siehe Beil. 8) auf.

#### 3.1.2 Permotriadische Serie:

Diese stratigraphisch gesehen jüngste Serie des Grundgebirges kann in zwei Gesteinskomplexe gegliedert werden:

1. Der Permoskythquarzitkomplex und
2. der Karbonatgesteinskomplex.

Die für diesen Raum maßgebliche Stratigraphie des Permomesozoikums wurde im Semmeringgebiet erarbeitet.

##### 3.1.2.1 Permoskythquarzitkomplex:

Diese Gesteinsfolge besteht hauptsächlich aus Blastopsammiten, vereinzelt treten Partien von Blastopsephiten und Blastopeliten auf. Die Aufschlußverhältnisse innerhalb dieses Gesteinskomplexes sind schlecht. Die größte Mächtigkeit von ca. 160 m weist er zwischen dem Tal der Ursulaquelle und östlich von Hütten auf. Hier handelt

es sich im Steinbruch westlich Bernreith um einen gut gebankten, hellgrau bis grünlichen Quarzit, der in den Bankungsfugen mm-starke dunkelgrüne Letten aufweist. Senkrecht zur Bankung zerlegt eine Kluftflächenschar das Gestein in regelmäßige Quader. Im Querbruch ist manchmal eine Bänderung in Form von mm bis cm breiten, hellgrün bis lichtgrauen (rosa) gefärbten Lagen (= ss) zu erkennen.

### 3.1.2.2 Karbonatgesteinskomplex:

Diese Gesteinsfolge beinhaltet Kalkmarmore, Rauhwacken und Dolomite.

#### 3.1.2.2.1 Kalke:

Im Untersuchungsgebiet kommen verschiedene Kalkvarietäten vor, es lassen sich jedoch vier Haupttypen unterscheiden:

1. Blaugraue, feinkristalline Kalkmarmore,
2. Bänderkalkmarmore,
3. Hellgraue bis weiße (rosa), zum Teil gebänderte Kalkmarmore und
4. Tektonische Kalkbrekzien.

Innerhalb der Kalkabfolge treten Wechsellagerungen auf, es kann jedoch festgestellt werden, daß der Typus des blaugrauen, feinkristallinen Kalkmarmores zumeist an der stratigraphischen Basis auftritt, während die hellen, meist auch etwas dolomitischen Kalkmarmore im Übergangsbereich zur Rauhwacke liegen. Die hell-dunkelgrau bis blau-rosa gebänderten Kalkmarmore und die tektonischen Kalkbrekzien weisen keine Niveaubständigkeit auf.

#### 3.1.2.2.2 Rauhwacke:

Im Arbeitsgebiet treten verschiedene Ausbildungsformen der Rauhwacke auf, gemeinsam ist ihnen allen aber eine Horizontbeständigkeit. Sie liegen immer zwischen dem Kalk- und Dolomitkomplex, bilden oft Übergangsformen und fehlen manchmal auch völlig. Die Mächtigkeit des Rauhwackenhorizontes schwankt. Seine größte Mächtigkeit von ca. 250 m erreicht er bei der Einmündung des Schlattentales ins Pittental.

Die Geländebeobachtungen lassen Hinweise sowohl auf sedimentäre als auch auf tektonische Rauhwackenbildung zu. Am wahrscheinlichsten ist es, einen sedimentär vorgezeichneten Horizont anzunehmen, an dem bevorzugt tektonische Prozesse und auch Stoffumsätze möglich waren, die dann zur Rauhwackenbildung innerhalb des mitteltriadischen Karbonatgesteinskomplexes führten.

#### 3.1.2.2.3 Dolomite:

Im Untersuchungsgebiet können verschiedene Dolomittypen ausgeschieden werden, der Haupttypus ist jedoch ein hell- bis mittelgrauer, feinkörnig und zumeist gut geschichteter Dolomit, der beim Anschlagen leicht bituminösen Geruch aufweist.

#### 3.1.2.2.4 Das Alter des Karbonatgesteinskomplexes:

Bei der stratigraphischen Einstufung dieser Gesteinsfolge ist man aufgrund des Fehlens von Fossilien auf Vergleiche und Rückschlüsse mit anderen gesicherten Serien angewiesen.

Unmittelbar über dem altersmäßig gesicherten skythischen Quarzit folgen immer Kalkmarmore. Diese wären am ehesten aufgrund ihrer Position und der lithologischen Ausbildung den anisischen „Gutensteiner (Bänder)-Kalk(marmoren)“ des Semmeringgebietes (A. TOLLMANN 1958) gleichzustellen. Die im Hangenden folgenden Dolomite können mit dem oberanisischen „Muschelkalk-Dolomit“ (A. TOLLMANN 1958) verglichen werden. Bis wieweit die dolomitische Sedimentation in das Ladin hineinreicht, kann nicht bestimmt werden. In der Rauhwacke könnte man eine primär sedimentäre mittelanisische Anlage, wie sie im Semmeringgebiet als „basale Muschelkalkdolomit-Brekzie“ oder im Gebiet der Radstädter Tauern als „Dolomitschlierenkalk“ (A. TOLLMANN 1958) auftritt, sehen.

### 3.1.3 Tertiär:

Dem unterostalpinen Grundgebirge lagert eine Deckgebirgsserie auf, die aus terrestrischen tertiären Ablagerungen besteht. Diese lassen sich aufgrund paläogeographi-

scher, morphologischer und zum Teil auch stratigraphischer Befunde in miozäne und pliozäne Sedimente einteilen.

#### 3.1.3.1 Miozän:

Im Gebiet Leiding-Inzenhof lagert dem unterostalpinen Grundgebirge muldenförmig ein limnischer Sandstein-Mergelkomplex mit zwei eingeschalteten Glanzkohlenflözen auf. Dieser Sedimentkomplex wird in das Ottnangien gestellt (R. JANOSCHEK, 1951, S. 548).

Darüber liegen mehr oder weniger verfestigte, gut zugerundete Schotter (bis Konglomerate), die in einem sandigen bis lehmigen Bindemittel eingebettet sind. Das Material der Schotter stammt aus dem Gebiet der Buckligen Welt, der Grauwackenzone und aus den Kalkalpen. Es muß daher angenommen werden, daß sich im Gebiet zwischen Pitten und Seebenstein eine „Ur-Pitten“ mit einem Fluß, der aus Nordwesten kam, vereinigt hat. Dies kann aber nur vor dem Einbruch des Wiener Beckens erfolgt sein. Aufgrund der zwei gesicherten Zeitmarken (Pittener Kohle = Ottnangien, Einbruch des südlichen Teiles des Wiener Beckens = unteres Badenien) hat die stratigraphische Einstufung dieses Schotterkomplexes in das Karpatien bis unterstes Badenien zu erfolgen.

#### 3.1.3.2 Pliozän:

Im Bereich der heutigen Hügelkette, die das Schwarza- vom Pittental zwischen Seebenstein und Pitten trennt, kam es zu Verzahnungen zwischen dem von Westen her geschütteten Rohrbacher Konglomerat und den Deltabildungen der Pitten. In diesen Bereichen kam es auch in Totarmen und Auen zur Ablagerung von Feinsedimenten, die heute als Sande mit dazwischengeschalteten Kieshorizonten vorliegen.

Nördlich der Linie, die durch das Haßbachtal gegeben ist, bedecken Grob- und Blockschotter mit sandigen bis lehmigen Bindemitteln das Grundgebirge und reichen im Norden bis an die Neunkirchener Bucht heran. Im Osten erstrecken sie sich bis an das Pittental und im Westen bis in das Gebiet von Kranichberg.

G. RIEDMÜLLER (1967) sieht in diesem grobschottrigen Sedimentkörper die Akkumulationszone eines Pediments (= Peripediment). Das Pediment wird im engeren Sinne durch die südlich anschließende 600 m Denudationsfläche der Buckligen Welt repräsentiert. Der zu einem Pediment gehörende Steilhang ist durch den im Süden folgenden Hollabrunner Rücken gegeben.

Aufgrund geologischer, morphologischer und auch klimatologischer Faktoren nimmt G. RIEDMÜLLER (1967) daher für diesen semiariden Sedimentkörper ein pliozänes, vielleicht sogar oberpliozänes Alter an.

#### 3.1.4 Quartär:

Der Zeitraum des Quartärs hat im Untersuchungsgebiet hauptsächlich kaltzeitliche Erscheinungsformen hinterlassen. Da während der pleistozänen Kaltzeit das Gebiet der Ostabdachung der Zentralalpen unvergletschert blieb, sind die Erscheinungsformen daher Frostverwitterung, Solifluktion, fluviatile Aufschüttung und Ablagerung von Lößsedimenten.

### 3.2 Tektonik

Das Arbeitsgebiet liegt zur Gänze im Bereich des Unterostalpins (A. TOLLMANN



1976 c, 1977 b und 1978). Diese unterostalpinen Einheiten haben im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung das Pennin (welches heute im Süden in den Fenstern von Rechnitz, Bernstein, Meltern, Hannersdorf und Eisenberg zutage tritt) von Süden nach Norden überschoben. Es können zwei unterostalpine Decken abgegliedert werden: die Wechseldecke und die Stuhleck-Kirchberg-Decke. Die Wechseldecke bildet den Inhalt des Scheiblingkirchener Fensters und des Fensters von Brunn an der Pitten. Die Stuhleck-Kirchberg-Decke liegt flach und ausnahmslos invers als liegende Faltendecke über der Wechseldecke. Zwischen diesen beiden tektonischen Einheiten ist in einigen Aufschlüssen ein bis zu 1,5 m mächtiger Bewegungshorizont und auch diskordante Abscherung des die Wechseldecke überlagernden Karbonatgesteinskomplexes der Stuhleck-Kirchberg-Decke zu erkennen.

Feldgeologische Aufnahmen und Auswertungen von Satelittenfotos (nach A. TOLLMANN 1977 a und H. HOLZER 1975, mit Ergänzungen) ergaben, daß das Untersuchungsgebiet bruchtektonisch in Schollen zerstückelt ist.

An N-S verlaufenden Störungen (Pittental) traten vorwiegend Vertikalbewegungen auf, während W-E verlaufende Störungen (Schlattenbachtal, Haßbachtal) hauptsächlich einen horizontalen Bewegungssinn aufwiesen.

#### 4. Hydrogeologie

##### 4.1 Hydrogeologie der Festgesteinsbereiche der Talflanken

Um abzuklären, ob die Talrandbereiche dem Einzugsgebiet der Lockersedimente zuzurechnen sind, wurden neben der geologischen Kartierung im Talflankenbereich Kluftrmessungen durchgeführt. Folgende Abschnitte der Festgesteinsbereiche der Talflanken können aufgrund dieser Untersuchungen als Anreicherungsgebiete für die Lockersedimente der Talfüllung ausgedehnt werden:

Östlicher Talrand zwischen Seebenstein und Gleißfeld,  
südöstlicher Abhang des Weißjackls und  
die Zone um den Altafelsen im Nordwesten von Brunn.

##### 4.1.1 Grundwasserhärte und Temperaturmessungen:

Zur Untermauerung der geologischen Untersuchungsergebnisse wurden Grundwasserhärte- und Grundwassertemperaturmessungen durchgeführt. Wie aus deren kartenmäßigen Darstellungen (Abb. 1, 2) ersichtlich wird, decken sich die Zonen wärmeren- (aus den Kluftrbereichen) und härteren- (aus dem Karbonatgestein) Wassers mit den obig angeführten Bereichen.

Mit einer Kartierung der Grundwasserhärte und Grundwassertemperatur war es möglich, eine Bestätigung der Ergebnisse der geologischen Aufnahme im Hinblick auf die Möglichkeit des Durchsatzes des unterirdischen Wassers zu erhalten.

Festgesteinsbereiche, welche noch Anteil an Einspeisungen in die Lockersedimente der Talalluvionen haben, sind:

westlicher Talrand zwischen Warth und Gleißfeld (relativ warmes und weiches Wasser aus dem Glimmerschiefer- und Quarzitbereich),  
südliche Talflanke zwischen Seebenstein und Schiltern (Wasser mit erhöhten Härte- und Temperaturwerten aus dem Rauhwackenbereich),  
nördlicher Talrand zwischen Seebenstein und Pitten und  
Schloßberg von Pitten (Wasser mit erhöhten Härtewerten aus dem Kalkmarmor).

#### 4.1.2 Grundwasserübertritt aus dem Schwarzatal:

Ein interessantes Detail, das zur Klärung einer geologischen Frage mithilft, ist der Grundwasserübertritt aus dem Schwarza- in das Pittental, der beim Altafelsen in Brunn an der Pitten erfolgt.

Als das Wildgerinne der Schwarza früher mehr Wasser führte (vor dem Bau des Kehr-baches und der 1. Wiener Hochquellenwasserleitung) wies die Altaquelle das ganze Jahr hindurch eine Schüttungsmenge von ca. 150 l/sec auf. Heute springt sie nicht mehr oft an, da der Schwarzafluß nur selten Wasser führt.

Aus einem Grundwasserdetailschichtenplan des Ortsgebietes von Schwarzau am Steinfeld wurde ersichtlich, daß die Grundwasserpotentialströmungsrichtung südlich der Schwarza auf die Altaquelle hinweist. Es kann daher angenommen werden, daß der Schwarzafluß im Bereich des Knickes, den er nach Norden vollführt, direkt in die Lockersedimente einspeist. Diese grenzen im Untergrund des Tales gegen klüftigen Kalkmarmor der Stuhleck-Kirchberg-Decke, gegen den Bewegungshorizont und gegen die phyllitischen Glimmerschiefer, die der tektonisch tieferen Einheit angehören. Die hangenden Bereiche der Glimmerschiefer, der Bewegungshorizont und die liegenden Bereiche des klüftigen Kalkmarmors bieten eine bevorzugte Wegigkeit für das unterirdische Wasser. Dieses durchsetzt die bevorzugt wegigen Zonen und füllt das System auf, da es sich an den unterlagernden Glimmerschiefern, die in ihren ungestörten Partien als relativer Stauhhorizont fungieren, aufstaut. Bei fortgesetztem weiteren Aufstau kommt es knapp flußaufwärts der Stelle, wo Glimmerschiefer den Talgrund des Pittentales bilden, zu einem Aufsteigen des Grundwassers aus den Wiesen im Talboden. Mit einer gewissen Verzögerung wegen der um einige Meter höheren Lage, dringt Wasser aus dem Boden der Altahöhle. Bei weiterem Aufstau kommt es zum Überfließen aus der Höhle und der Altabach führt wieder Wasser.

#### 4.2 Hydrogeologie der Lockersedimente

Die Lockersedimente der Pittentalfüllung stellen in ihren hangenden Bereichen, entsprechend ihrem petrofaziellen Aufbau, ein ausgezeichnetes Speicher- und Durchgangsmedium und in ihren liegenden Partien einen relativen Stauer für das unterirdische Wasser dar.

Das Ziel der hydrogeologischen Untersuchung war es, die bevorzugte Wegigkeit des Grundwassers ausfindig zu machen. Hiefür sind folgende Faktoren ausschlaggebend:

1. Die Lagerungsverhältnisse,
2. die Mächtigkeit und
3. die Durchlässigkeitsverhältnisse des Lockersedimentkörpers.

##### 4.2.1 Lagerungsverhältnisse des Lockersedimentkörpers:

Für die Lagerungsverhältnisse des gegenständlichen Lockersedimentkörpers ist vor allem das Relief der Dachkante des relativen Grundwasserstauers maßgeblich.

Im Unteren Pittental wird die Dachkante des relativen Grundwasserstauers durch die Oberkante eines größtenteils stark verfestigten, schluffig bzw. tonig, feinsandigen Sediments gebildet, in das örtlich Grobkieslagen bzw. Blockwerk eingeschaltet ist.

Für die Erstellung der Karte der Oberkante des relativen Grundwasserstauers (Abb. 3) wurde, von vier Aufschlußbohrungen ausgehend, der Talboden zwischen Warth und Pitten seismisch vermessen. Die seismischen Messungen wurden nach dem Refraktionsverfahren mit einer 12-kanäligen Refraktionsmeßapparatur durchgeführt.











Bei der Auswertung der refraktionsseismischen Messungen wurde eine Tiefenberechnung unter den Schußpunkten vorgenommen, welche mit Hilfe direkt reflektierter Wellen, in den Fällen wo dies möglich war, noch erweitert und untermauert wurde.

Die errechneten Laufzeiten in der obersten Deckschichte der Talfüllung schwanken örtlich zwischen 130 m/s und 250 m/s, im potentiellen Grundwasserleiter zwischen 500 m/s und 800 m/s bzw zwischen 1200 m/s und 2000 m/s. Der Dachkantenbereich des Grundwasserstauers wies Laufzeiten um die 2500 m/s auf, während die tieferen Partien (bis zu -90 m) Werte zwischen 3000 m/s und 4700 m/s lieferten. Darunter konnte ein sehr schallharter, stark verfestigter Bereich angetroffen werden, der bereits den Übergangsbereich zum anstehenden Festgestein des Talgrundes bilden dürfte.

#### 4.2.1.1 Relief der Dachkante des Grundwasserstauers:

Das Relief der Dachkante des Grundwasserstauers im Unteren Pittental, wie es aufgrund der Aufschlußbohrungen und der Ergebnisse der refraktionsseismischen Messungen erfaßt werden konnte, wurde in Form eines Schichtenplanes dargestellt (Abb. 3).

Die Dachfläche des Grundwasserstauers ist deutlich gegliedert, obwohl es sich nur um Höhendifferenzen zwischen den aneinandergrenzenden Höhen- und Tallagen bis höchstens 13 m handelt.

Wesentliche Elemente des Reliefs der Dachkante sind zwei Muldenstrukturen am westlichen Talrand nördlich und südlich von Warth, die längsgestreckte Mulde mit zwei linsenförmigen Einbuchtungen zwischen Gleißefeld und Seebenstein in Talmitte, die Schwellenzone südwestlich von Seebenstein, die zwei Rinnen, welche in die konkave Muldenstruktur bei Schiltern einmünden und die Schwellenzone von Pitten.

#### 4.2.1.2 Auswirkungen des Reliefs auf die geohydrodynamischen Verhältnisse:

Ein Gedankenmodell dieses Reliefs der Dachkante des Grundwasserstauers ohne den darüber liegenden Sedimentkörper mit einem über das gesamte Gebiet gleichmäßig verteilten kontinuierlichen Niederschlag würde aufgrund der orographischen Verhältnisse des Reliefs dann die folgenden Abflußverhältnisse nach sich ziehen:

Nach dem Auffüllen der südlichen Muldenzone bei Warth würde ein Überlauf in die nördlich davon gelegene Mulde entlang des westlichen Talrandes erfolgen. Nach der Auffüllung dieser nördlichen Eintiefung würden die Wassermassen, natürlich mit den aus den Hangbereichen zuströmenden Wassermassen gemeinsam, in die zwischen Gleißefeld und Seebenstein in Talmitte gelegenen Muldenzonen einfließen. Nach deren Auffüllung würde bei weiterem Zufluß die Schwelle südwestlich von Seebenstein überronnen und in der weiteren Folge würden die Wassermassen in die konkave Eintiefung von Schiltern gelangen. Hier würden sich die Wassermassen teilen. Die aus dem nördlichen Teil der Mulde stammenden Wassermengen würden die nordöstlich gelegene geringe Schwelle überwinden und die dahinter liegende Mulde erfüllen. Der südliche Wasserstrom würde entlang des südöstlichen Talrandes verlaufen, sich dann mit dem nördlichen Ast vereinigen, um gemeinsam die Schwelle von Pitten zu überwinden.

Stellt man diesem theoretischen Gedankenmodell den, aus dem Grundwasser-schichtenplan (Abb. 6) ermittelten Potentialströmungsverlauf des Grundwassers gegenüber, so zeigt sich eine relativ gute Übereinstimmung. Nur im Südteil des Untersuchungsgebietes stimmen die Verhältnisse nicht ganz überein. Der Grund liegt natürlich darin, daß die Strömungsverhältnisse nicht nur allein von den orographischen Gege-

benheiten der Dachkante des relativen Grundwasserstauers abhängen, sondern auch entscheidend von den Durchlässigkeitsverhältnissen des hangenden Grundwasserleiters beeinflußt werden. Diese sind natürlich wieder abhängig von der örtlichen Verteilung des Kornaufbaues.

#### 4.2.2 Mächtigkeit des Grundwasserleiters:

Unter der Mächtigkeit des Grundwasserleiters in einem Lockersedimentkörper versteht man den mit Grundwasser gesättigten Teufenbereich in dem Lockersediment. Als Abgrenzung des Grundwasserleiters im Hangendbereich wird in allen praktischen Fällen der in Sonden und Brunnen beobachtbare, Piezogrundwasserspiegel herangezogen. Rein theoretisch müßte man aber die Grundwasseroberfläche dafür einsetzen, die infolge der Kapillarkräfte meist etwas höher liegt.

Die Höhenlage des Grundwasserspiegels ist temporären Schwankungen unterworfen, somit stellt auch die Mächtigkeit des Grundwasserleiters einen variablen Wert dar. Für die Erstellung der Karte der Mächtigkeit des Grundwasserleiters (Abb. 4) wurde die Grundwasserspiegellage vom 6. 12. 1976 (Abb. 6) für die Abgrenzung des Grundwasserleiters im Hangendbereich herangezogen. Diese Grundwasserspiegellage (Piezometerspiegel) kann als weitgehend repräsentativ für mittlere Grundwasserverhältnisse angesehen werden. Die Ermittlung der Werte der Mächtigkeit erfolgte mittels einer graphischen Subtraktion der absoluten Höhenwerte der Dachkante des Grundwasserstauers von der absoluten Höhenlage des Grundwasserspiegels vom 6. 12. 1976.

Abb. 4 zeigt die kartenmäßige Darstellung der örtlichen Verteilung der Mächtigkeit des Grundwasserleiters, bezogen auf eine mittlere Grundwasserspiegellage. Wie zu erwarten war, decken sich die Bereiche größerer Mächtigkeiten des Grundwasserleiters mit den Muldenzonen der Dachkante des Grundwasserstauers.

Südlich von Warth beträgt die Mächtigkeit des Grundwasserleiters ca. 14 m, nördlich von Warth, am westlichen Talrand, sogar bis zu 19 m. Östlich von Gleißfeld, am östlichen Talrand, zieht eine Linse mit einer Mächtigkeit von ca. 7 m nach Norden, um dann in eine schmale, sich Nord-Süd erstreckende Linse von maximal 11 m überzugehen.

Südwestlich von Seebenstein vermindert sich die Mächtigkeit des Grundwasserleiters bis auf ca. 2 m (siehe Abb. 3: Schwelle von Seebenstein), steigt dann allmählich bis zu einer Mächtigkeit von 16 m im Raum von Schiltern an.

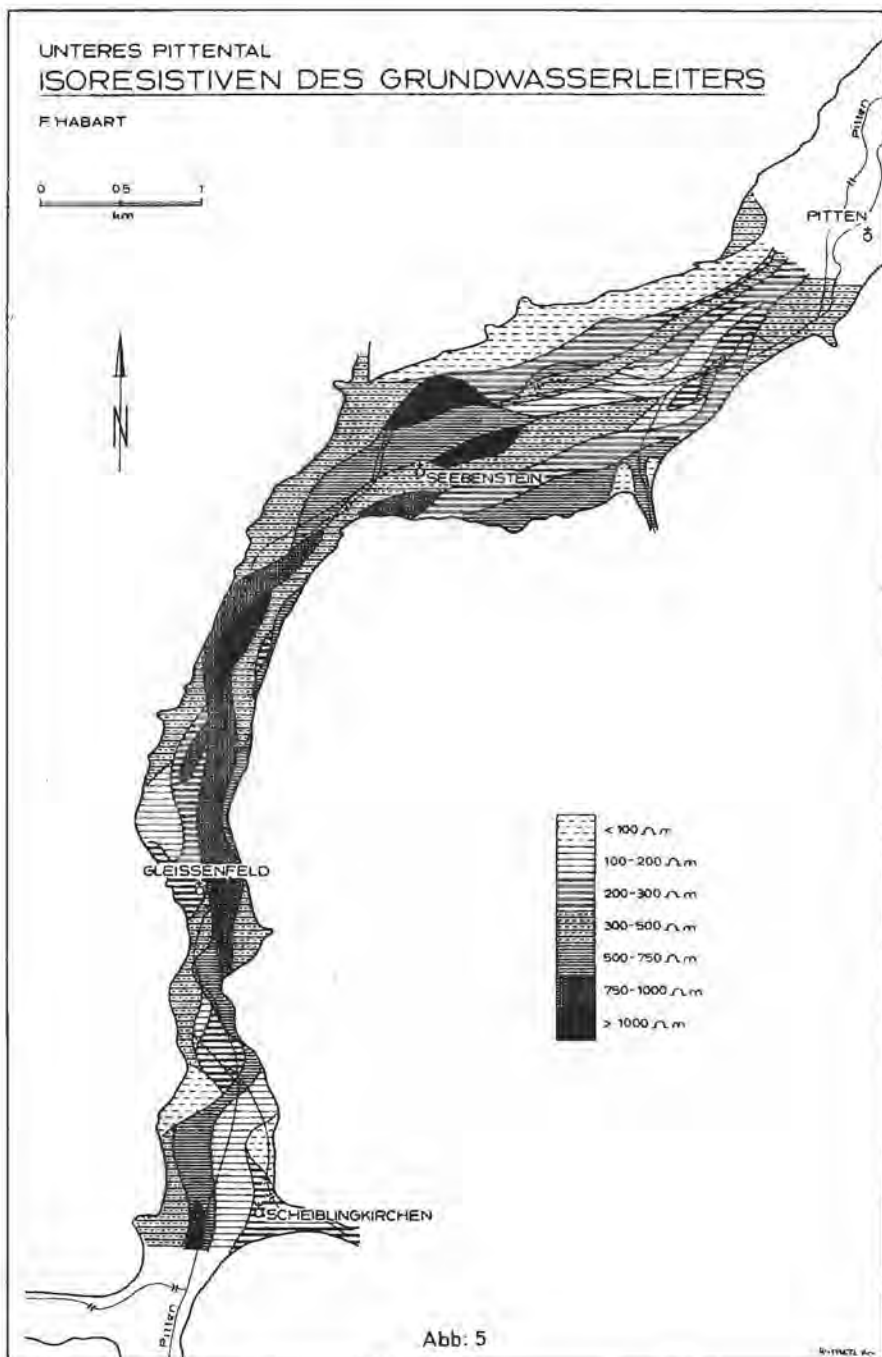
Flußabwärts gehend vermindert sich die Mächtigkeit wieder. Grund dafür ist das Ansteigen der Dachkante des Grundwasserstauers. Bei der Schwelle von Pitten weist der Grundwasserleiter dann sogar nur eine Mächtigkeit von 1 m auf.

#### 4.2.3 Durchlässigkeitsverhältnisse des Grundwasserleiters:

##### 4.2.3.1 Auswahl der Untersuchungsmethode:

Nach der konventionellen Methode, nämlich mit Hilfe von Bohrungen und Pumpversuchen, konnte aus finanziellen Gründen die Untersuchung der Durchlässigkeitsverhältnisse des Grundwasserleiters im Unteren Pittental nicht durchgeführt werden. Es wurde daher die Methode einer Kombination einer geoelektrischen Kartierung des Grundwasserleiters mit den aus Aufschlußbohrungen und Kurzpumpversuchen ermittelten Durchlässigkeitsbeiwerten des Grundwasserleiters angewendet.







#### 4.2.3.2 Zusammenhang zwischen dem spezifischen elektrischen Widerstand und dem Kornaufbau eines aus Lockersedimenten bestehenden Grundwasserleiters:

Der spezifische elektrische Widerstand (bzw. die elektrische Leitfähigkeit) jedes wassergesättigten Lockersedimentkörpers ist einerseits durch den Chemismus des Grundwassers in den Porenräumen dieses Lockersedimentkörpers und andererseits durch die elektrochemischen Verhältnisse im Gerüst des an den Bodenteilchen angelagerten und miteinander in Verbindung stehenden hygroskopischen Wassers bedingt. Schaltet man die Komponente, die durch den Chemismus des Grundwassers gebildet wird, aus, so erhält man mit Hilfe des spezifischen elektrischen Widerstandes, der aus dem hygroskopischen Wasser hervorgeht, einen indirekten Hinweis auf den Kornaufbau dieses Lockersedimentkörpers.

Ein wassergesättigter Grobkies weist dank seiner relativ kleinen spezifischen Oberfläche und damit relativ geringem hygroskopischen Flüssigkeitsnetz, einen hohen spezifischen elektrischen Widerstand auf. Setzt man den gleichen Grundwasserchemismus voraus, so ergibt sich für einen Feinsand, infolge seiner viel größeren spezifischen Oberfläche und dadurch viel dichteren Flüssigkeitsnetz, ein viel geringerer elektrischer Widerstand. Reiner Ton hätte dann, infolge seiner großen aktiven Oberfläche, einen ganz geringen spezifischen elektrischen Widerstand.

Man kann keine allgemein gültige quantitative Beziehung zwischen dem spezifischen elektrischen Widerstand und dem Kornaufbau eines Lockersediments geben, da sehr viele bodenphysikalische und elektrochemische Faktoren in einem Lockersedimentkörper mitspielen. Man kann aber trotz allem in einem zusammenhängenden, aus Lockersedimenten aufgebauten Grundwasserleiter mit Hilfe einer Kartierung des spezifischen elektrischen Widerstandes örtliche Änderungen des Sedimentkörpers aufzeigen.

#### 4.2.3.3 Geoelektrische Kartierung:

Es wurde eine geoelektrische Kartierung des Grundwasserleiters des Unteren Pittentales nach dem Vierpunkteverfahren (Meßanordnung Schlumberger) durchgeführt. Die Bestimmung der Teufe und des spezifischen elektrischen Widerstandes der petrographisch differenzierten Bereiche erfolgte nach Umrechnung und Auftragung mit Hilfe von Standardkurven.

#### 4.2.3.4 Ergebnisse der geoelektrischen Kartierung:

Die Darstellung der Ergebnisse der geoelektrischen Kartierung des Grundwasserleiters wurde in Form von Isoresistiven (= Linien gleichen spezifisch elektrischen Widerstandes) getätigt, um die einzelnen Bereiche differenzierten Kornaufbaues abzugrenzen (Abb. 5).

Die Ergebnisse der geoelektrischen Kartierung des Grundwasserleiters zeichnen ein Bild der ehemaligen Sedimentationsverhältnisse im Unteren Pittental.

Entsprechend den Ausführungen in 4.2.3.2 und aufgrund eines Vergleiches der Bohrerergebnisse mit den geoelektrischen Tiefenmessungen können Bereiche mit Werten größer als  $500 \Omega \text{ m}$  mit Gebieten relativ größeren Kornaufbaues identifiziert werden. Bereiche kleiner als  $100 \Omega \text{ m}$  müssen demgegenüber als repräsentativ für einen Kornaufbau mit vorwiegend Feinkomponenten angesehen werden.

Entsprechend obiger Überlegungen erstreckt sich ein zusammenhängendes Sedimentationsband groben Kornaufbaues ( $> 500 \Omega \text{ m}$ ) von Warth an bis in das Gebiet

zwischen Seebenstein und Schiltern. Dieses Band zieht mit einigen Richtungsänderungen (siehe Abb. 5) als relativ schmaler Streifen bis Seebenstein hin, weist dort eine kreisförmige Verbreiterung auf und setzt sich bis gegen Schiltern hin wieder schmaler werdend fort.

Bereiche relativ feinen Kornaufbaues treten zumeist an den Einmündungen von Seitentälern (Schlattental, Leidingtal) auf. Weiters erstreckt sich entlang des nördlichen Talrandes zwischen Seebenstein und Pitten ein größerer Bereich relativ fein aufgebauter Sedimente. Hierbei handelt es sich um Migrationen von Feinmaterial aus den pliozänen Sedimenten, deren Matrix aus Lehm und Feinsand besteht, in den Grundwasserleiter des Pittentales.

#### 4.2.4 Bevorzugte Wegigkeit für das unterirdische Wasser:

##### 4.2.4.1 Relatives Durchsatzvermögen:

Für die bevorzugte Wegigkeit des unterirdischen Wassers in einem Lockersedimentkörper stellt, neben einer durch den Kornaufbau bedingten bevorzugten Durchlässigkeit einer bestimmten Zone, dessen Mächtigkeit einen weiteren entscheidenden Faktor dar. Das Produkt aus der Mächtigkeit und der Durchlässigkeit einer grundwasserleitenden Lockersedimentschicht wird als ein Ausdruck für ihr Durchsatzvermögen verwendet.

Geht man davon aus, daß die Durchlässigkeit allein vom Kornaufbau des betreffenden Lockersediments abhängt, so besteht, wie schon in 4.2.3.2 ausgeführt wurde, die Möglichkeit, diese Durchlässigkeit dann indirekt durch den spezifischen Widerstand auszudrücken. Das Produkt aus dem spezifischen elektrischen Widerstand (mittlerer spezifischer elektrischer Widerstand) und der Mächtigkeit des Grundwasserleiters gilt dann als relatives Maß für das Durchsatzvermögen.

Die Bereiche mit einem größeren Produkt aus mittlerem spezifischen elektrischen Widerstand und Mächtigkeit stellen dann die bevorzugte Wegigkeit für das unterirdische Wasser innerhalb des betreffenden Lockersedimentkörpers dar. Abb. 7 zeigt eine kartenmäßige Darstellung der bevorzugten Wegigkeit innerhalb des Bereiches der grundwasserleitenden Lockersedimente des Unteren Pittentales.

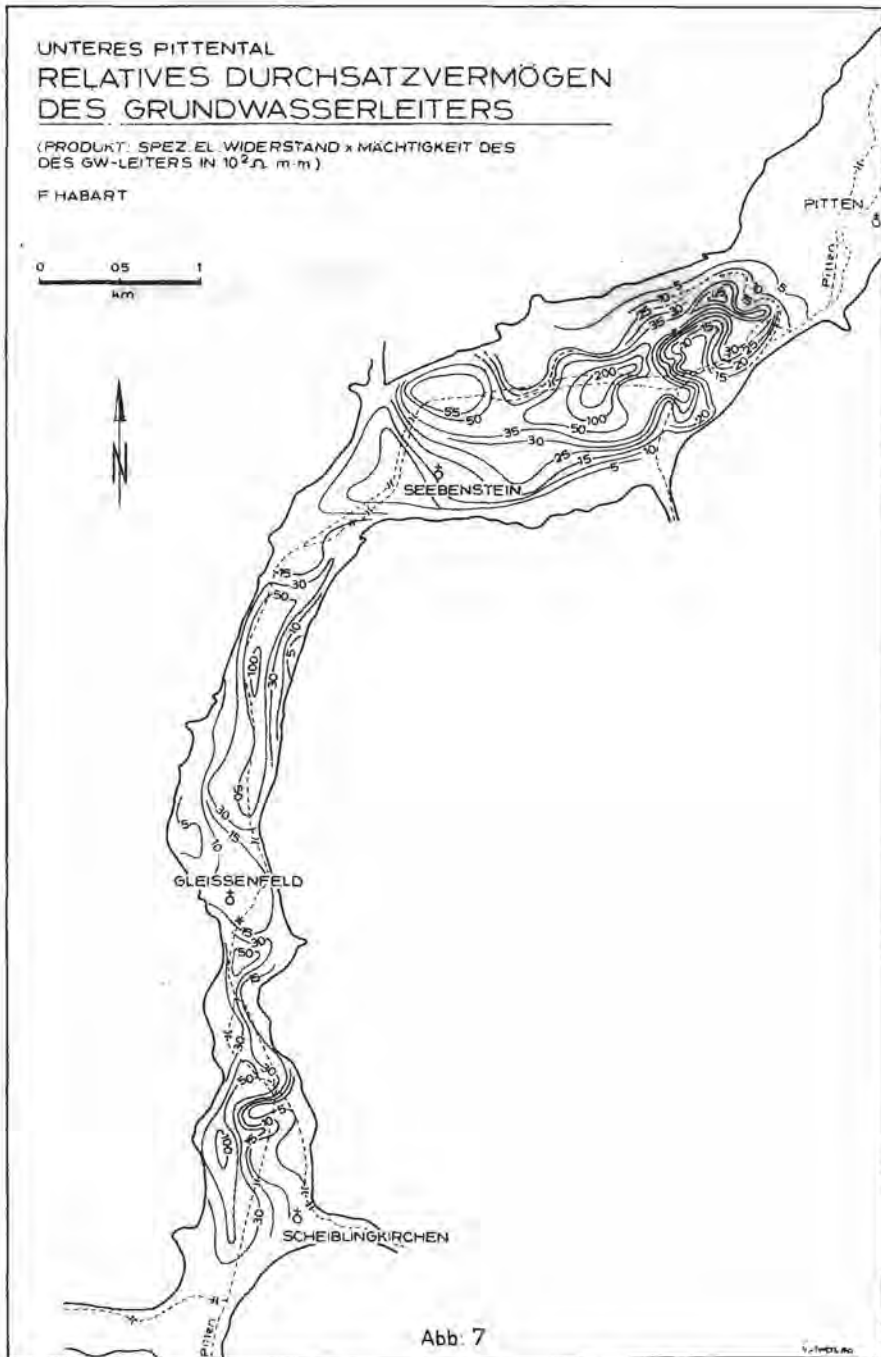
Ein Bereich mit Werten größer als  $50 \cdot 10^2 \Omega \text{ m} \cdot \text{m}$  begleitet den westlichen Talrand nordwestlich von Scheiblingkirchen. Im Bereich von Gleißfeld erstreckt sich diese Zone entlang des östlichen Talrandes und zieht dann in Talmitte bis südlich von Seebenstein. Nördlich von Seebenstein erstreckt sich dieser Bereich erhöhter Werte des relativen Durchsatzvermögens in Form zweier aneinandergrenzender Linsen bis gegen Schiltern hin. Eine kleine Linse ebenfalls erhöhter Werte liegt südwestlich der Ortschaft Pitten.

Eine Bestätigung, daß der durch das größere relative Durchsatzvermögen in Abb. 7 gekennzeichnete Bereich auch tatsächlich die bevorzugte Wegigkeit für das unterirdische Wasser darstellt, zeigt die Grundwasserpotentialströmungsrichtung, wie sie aus dem Grundwasserschichtenplan (Abb. 6) hervorgeht und diese deckt sich auch wieder relativ gut mit den Bereichen relativ groben Kornaufbaues, die aus Abb. 5 ersichtlich werden.

Der Verlauf dieser Zonen relativ grober Sedimente wurde bereits in Kapitel 4.2.3.4 erläutert.

Abbildung 6 zeigt die Grundwasserspiegelstände in Form von Isophysen des Grundwasserspiegels in Meter über Adria. Durch Pfeile wird die Grundwasserpotentialströ-





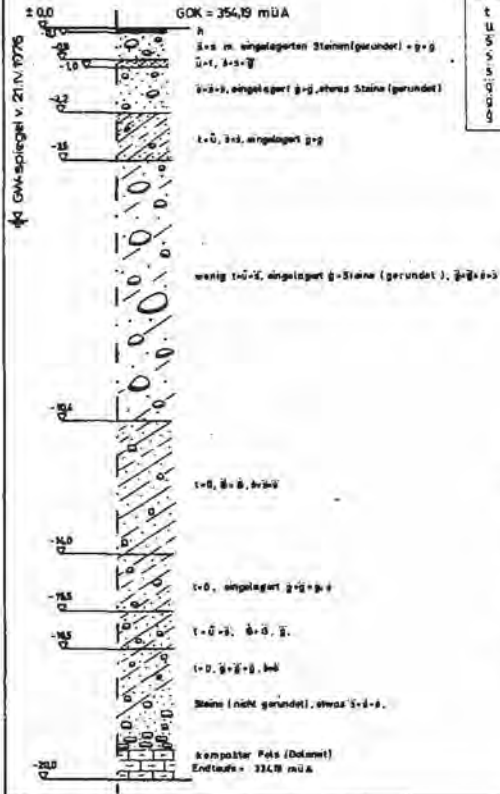
# AUFSCHLUSSBOHRUNG SEEBENSTEIN 3

von F. HABART

Bhrg. 3

Siebanalysen

Anteil % d. Kornfraktionen  
bis 0,60 mm (inkl. Mittelsand)



SYMBOL	BEZEICHNUNG	KORNFRAKTION
t	TON	0,002 mm
u	SCHLUFF	0,002 - 0,05 mm
s	FEINSAND	0,05 - 0,2 mm
S	MITTELSAND	0,2 - 0,5 mm
S	GROSSAND	0,6 - 2,0 mm
g	FEINKIES	2,0 - 6,0 mm
g	MITTELKIES	6,0 - 20,0 mm
G	GROBKIES	20,0 - 60,0 mm

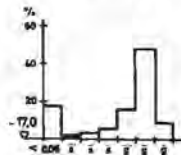
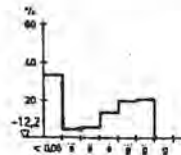
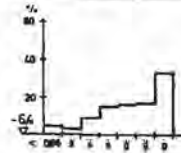


Abb: 8

mungsrichtung, welche normal zu den Isophysen verläuft, dargestellt. Zur Erstellung dieser Karte wurden die Meßergebnisse der Grundwasserspiegelstände in den dafür geeigneten Wirtschaftsbrunnen, Bohr- und Schlagsonden herangezogen. Die Grundwasserlagen in den einzelnen Beobachtungsstellen wurden mittels eines technischen Nivellements, welches an das Präzisionsnivellement des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen angehängt wurde, auf absolute Höhe in Meter über Adria eingemessen (= m ü A). Die Grundwasserspiegellagen in den übrigen Bereichen wurden interpoliert.

#### 4.2.4.2 Erläuterungen des Grundwasserschichtenplanes:

Abbildung 6 zeigt die Grundwasserspiegelstände, die für eine höhere Mittelwasserführung der Pitten repräsentativ sind. Auf der westlichen Talseite, nördlich von Warth, erkennt man deutliche Zuströmungen vom Hang her in die Zone relativ groben Kornaufbaues (siehe Abb. 5) in Talmitte. Aufgrund der Verteilung der Grundwasserhärte (Abb. 1) und der Verteilung der Temperatur im Grundwasser (Abb. 2) wurden diese Einspeisungen bereits deutlich. Auch aus dem Bereich der Einmündung des Schlattenbaches kommt es zu Einspeisungen in den Grundwasserkörper des Pittentales.

Die Hauptströmungsrichtung verläuft dann Richtung Norden und schwenkt nach Nordosten um, um, entsprechend der Zone relativ groben Kornaufbaues, dann am östlichen Talrand entlang zu verlaufen.

Nördlich von Gleißelfeld bildet sich zwischen der Pitten und dem östlichen Talrand eine kleine nach Norden verlaufende Rinne, die ebenso wie die, zwischen der Pitten und dem westlichen Talrand sich ausbildende Rinne, welche die Grundwaterpotentialströmungsrichtung repräsentiert, in Bereichen relativ groben Kornaufbaues liegt.

Im Bereich von Seebenstein kommt es zu Einspeisungen aus dem südlichen Talabhang. Hier bildet sich eine Rinne, die südlich von Seebenstein am Talrand ansetzt und in Richtung ENE verläuft. Auch diese folgt der Zone relativ groben Kornaufbaues, die sich bis in das Gebiet von Schiltern hin fortsetzt. Aus der Ortsmitte von Seebenstein kommend, zeigt sich eine allmählich verschwenkende Potentialströmungsrichtung, die der in Talmitte liegenden bevorzugten Wegigkeit im Grundwasserleiter folgt. Bei Schiltern vereinigt sie sich mit der zuvor besprochenen Potentialströmung, die der Rinnenstruktur folgt. Zwischen dem nördlichen Talabhang und der Pitten gibt es im Bereich von Seebenstein bis südlich von Pitten vorherrschend West-Ost-Strömungsrichtungen. Diese biegen südlich der Ortschaft Pitten, entsprechend dem Talverlauf, nach NNE um.

Im Bereich der Ortschaft Pitten kommt es sowohl zu starken Anreicherungen des Grundwasserkörpers aus beiden Talrandbereichen als auch zu Anreicherungen des Grundwasserleiters aus dem Pittenfluß. Es gibt daher eine bevorzugte Grundwaterströmung zwischen der nördlichen Talseite und dem Pittenfluß und eine zweite zwischen der Pitten und der südlichen Talseite.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Aussagen aus dem Grundwasserschichtenplan und aus der Karte der Isoresistiven im wesentlichen übereinstimmen, und daß damit gut die bevorzugte Wegigkeit für das unterirdische Wasser im Lockersedimentkörper des Unteren Pittentales erkennbar wird.

#### 4.2.5 Aufschlußbohrungen:

Im Zuge der Untersuchungen konnten entsprechend dem finanziellen Entgegenkommen des Amtes der N.Ö.-Landesregierung vier Aufschlußbohrungen niederge-

bracht werden. Diese Bohrungen wurden nach dem Trockenrotationsbohrverfahren mit durchgehendem Kerngewinn bis zu Teufen von ca. – 25 m unter Gelände durchgeführt. Ab diesem Teufenbereich wurde nach dem Spülbohrverfahren die Bohrung fortgesetzt.

Zur Ermittlung des Durchlässigkeitsbeiwertes des Grundwasserleiters wurden bei diesen Aufschlußbohrungen Kurzpumpversuche in verschiedenen Teufenlagen durchgeführt. Die Ergebnisse streuten von  $1,0 \cdot 10^{-2}$  m/s bis zu  $2,4 \cdot 10^{-3}$  m/s und entsprechen damit dem stark schwankenden Kornaufbau bzw. den stark schwankenden Lagerungsverhältnissen der Lockersedimente in den einzelnen Teufenlagen. Für die Ermittlung von Integralwerten der Durchlässigkeit über den gesamten erschlossenen Bereich des Grundwasserleiters wurden jeweils anschließend an den Bohrvorgang und Ausbau mit provisorischen Filtern Pumpversuche durchgeführt. Im Zuge der Aufschlußbohrungen wurden in einzelnen Teufenlagen Proben gezogen und diese am Petrographischen Institut der Universität Wien einer Untersuchung des Kornaufbaues (Siebanalysen) unterzogen.

Die Analysenergebnisse wurden als Histogramme (neben Bohrprofil) dargestellt.

Eine Auftragung des prozentmäßigen Anteiles der Kornfraktionen bis 0,6 mm (incl. Mittelsand) für die einzelnen Teufenbereiche des Bohrprofils ergab einen guten Überblick über die vertikale Verteilung des Feinkornanteiles im Bohrprofil. Ich möchte als ein Beispiel für die Sedimentationsverhältnisse im Unteren Pittental die Bohrung Seebenstein 3 herausgreifen:

#### 4.2.5.1 Aufschlußbohrung Seebenstein 3 (Abb. 8):

Diese in Talmitte zwischen Seebenstein und Gleißfeld abgeteufte Bohrung ergab folgendes Profil:

Unter einer gering mächtigen Deckschicht (0,1 m) folgt eine Lage von Mischsanden mit wechselnd starker Tonkomponente, in die plattige Schotter und Grobkiese (im wesentlichen Glimmerschiefergerölle) eingelagert sind. Zwischen – 3,5 m unter GOK und – 10,4 m unter GOK wurde der grundwasserleitende Bereich durchörtert. Bei diesem Bereich handelt es sich um plattige Schotter und Grobkiese mit einer wechselnden Komponente von schwach tonig bis sandigen (Mischsand) Sedimenten. Bei – 10,4 m unter GOK wurde die Oberkante des relativen Grundwasserstauers angefahren. Dieser besteht aus einem tonig bis stark schluffigen Sediment, in welches vereinzelt Kalkmarmor- und Dolomitblockwerk eingelagert ist. Mit zunehmender Teufe wurde eine Blockwerkklage angefahren, die entsprechend ihren Lagerungsverhältnissen und ihrem Aufbau auf den nahen kompakten Untergrund des Tales hinweist.

### 4.3 Geohydrologische Verhältnisse

In diesem Kapitel werden Einzugsgebiet, Niederschlag, ober- und unterirdischer Abfluß und Verdunstung behandelt und schließlich der Versuch einer Bilanzierung des Wasserhaushaltes unternommen.

#### 4.3.1 Einzugsgebiet:

Das Einzugsgebiet der Pitten hat eine orographische Gesamtflächenerstreckung von  $414,2 \text{ km}^2$  (bis zum Pegel Warth  $277 \text{ km}^2$ ). Die Quellflüsse sind der Große Pestingbach (Großer Pöstingbach, Großer Pischingbach) und der Feistritzbach.



Das Einzugsgebiet der Pitten erreicht mit der Erhebung des Hochwechsels im Süden seine größte Höhe mit 1738 m über Adria und senkt sich bis Haderswörth auf eine Höhe von 308 m über Adria ab. Mit Ausnahme des Bergstockes des Hochwechsels weist das gesamte Gebiet starke Waldbedeckung auf. Es handelt sich hierbei meist um Nadelwald, nur ab der Gegend von Gleißfeld in Richtung Norden kommt es zu größeren Flächen mit Mischwaldbedeckung und zum Teil auch mit reinem Laubwald, was im Hinblick auf das Speichervermögen wichtig ist.

#### 4.3.2 Niederschlag:

Im Einzugsgebiet des Pittenflusses liegen drei Niederschlagsmeßstationen, betrieben vom Amt der NÖ Landesregierung. Es handelt sich dabei um die Stationen Pitten, Bromberg/Schlatten und Aspang. Während des Beobachtungszeitraumes 1975 bis 1976 lieferten diese Stationen annähernd gleiche Werte für die Menge des gefallenen Niederschlages. Da es sich beim Einzugsbereich der Pitten um ein Gebiet handelt, das insgesamt gleichartige klimatische Bedingungen, gleichmäßigen Bewuchs und einen geographisch gleichförmigen Aufbau aufweist, so kann für die Erstellung einer überschlüssigen Bilanzierung des Wasserhaushaltes als Gebietsniederschlag das arithmetische Mittel der Niederschlagshöhe an den drei Stationen gelten. Daraus folgt die durchschnittliche Gesamtniederschlagshöhe für:

1975: 807,6 mm und für  
1976: 749,0 mm.

Dies ergibt, auf die Fläche des Einzugsgebietes der Pitten bis zum Pegel Warth (= 277,0 km<sup>2</sup>) bezogen, folgende durchschnittliche Jahresniederschlagsmengen für:

1975: 22,37 · 10<sup>7</sup> m<sup>3</sup> und für  
1976: 20,75 · 10<sup>7</sup> m<sup>3</sup>.

##### 4.3.2.1 Einfluß des Niederschlags auf den ober- und unterirdischen Abfluß:

Inwieweit zeitliche Zusammenhänge zwischen einem Niederschlagsereignis und den Auswirkungen auf den Abfluß bzw. auf das Grundwasser erfolgen, zeigt z. B. das Hochwasserereignis vom Juli 1975.

Hierbei konnte beobachtet werden, daß es erst ca. 3 Tage nach dem Einsetzen eines Starkregens im Einzugsgebiet zum Durchgang der Wasserspitze beim Pegel Warth kommt. Der Grundwasserspiegel im Bereich der Ortschaft Warth zeigt dazu fast gleichzeitig eine Aufspiegelung. Bei den Brunnen im Bereich von Pitten kommt es hingegen zu einer Verzögerung von einem und bei den Grundwasserbeobachtungsstellen im Bereich von Seebenstein zu einer Phasenverzögerung von zwei Tagen.

#### 4.3.3 Abfluß:

Der Gesamtabfluß kann, unmittelbar oder mittelbar auf den Niederschlag zurückgehend, als ein Restbetrag dessen, was die Verdunstung vom Niederschlag übrig gelassen hat, angesehen werden ( $N - V = A$ ). Definiert ist der Gesamtabfluß streng genommen aber durch die an einer bestimmten Stelle und durch einen definierten Querschnitt in der Zeiteinheit durchströmende Menge, angegeben in l/s oder m<sup>3</sup>/s.

Der Gesamtabfluß teilt sich in den oberirdischen Abfluß und in den Grundwasserabfluß.

#### 4.3.3.1 Oberirdischer Abfluß:

Im Arbeitsgebiet gibt es nur ein Oberflächengerinne, das den gesamten oberirdischen Abfluß abführt. Zur Erfassung dieser Gesamtabflußmenge wurden die Werte des Schreibpegels Warth, der eine permanente Aufzeichnung der Wasserspiegellagen des Pittenflusses ermöglichte, herangezogen. Die Fläche des Einzugsgebietes, welches bis zum Pegel Warth den gesamten oberirdischen Abfluß sammelt, beträgt  $277 \text{ km}^2$ .

Aufgrund einer erstellten Abflußkurve wurde für die Jahre 1975 und 1976 anhand des Tagesmittels des Wasserspiegelstandes, für jeden Tag die Abflußmenge errechnet. Die jährlichen Gesamtabflußmengen an der Station Warth betragen dann für

$$\begin{aligned} 1975: & 12,5 \cdot 10^7 \text{ m}^3 \text{ und für} \\ 1976: & 8,3 \cdot 10^7 \text{ m}^3. \end{aligned}$$

#### 4.3.3.2 Unterirdischer Grundwasserabfluß:

Dichte Vegetation, vor allem der Waldbestand, bewirkt eine zunächst rasche Aufnahme des Niederschlages (Versickerung) und ist gekennzeichnet durch ein hohes Speichervermögen, was in der weiteren Folge zu ausgeglichenen Abflußverhältnissen führt.

Entsprechend den jeweiligen Zusammenhängen zwischen Grundwasser und Oberflächengerinne findet eine wechselweise Anreicherung und Abgabe während des ganzen Jahres statt.

Über die effektive Menge des unterirdischen Abflusses ist es sehr schwer, eine konkrete Aussage zu treffen, aber es konnten folgende Fakten ermittelt werden:

Der Grundwasserleiter hat im Bereich des Pegels Warth eine Mächtigkeit von ca. 10 m, vorausgesetzt ist eine Mittelwasserführung der Pitten. Da es sich in diesem Bereich des Pegels Warth um relativ grob aufgebaute Sedimente handelt, kann man mit einem nutzbaren Porenvolumen des Grundwasserleiters von ca. 20 % rechnen. Der Talquerschnitt beträgt ca. 400 m, das Gefälle des Grundwasserspiegels ca. 8 ‰. Als Gebiets- $k_f$ -Wert kann aufgrund der Untersuchungen  $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$  angenommen werden.

Aus der Beziehung 
$$v_w = \frac{k_f \cdot J}{p_n},$$
 wobei J das Gefälle und  $p_n$  das nutzbare Porenvo-

lumen angibt, erhält man den Wert für die wahre Grundwasserströmungsgeschwindigkeit ( $v_w$ ). Dieser würde für die oben erwähnten Verhältnisse ca. 4,1 m/Tag betragen. Daraus läßt sich die jährliche Gesamtabflußmenge des Grundwassers errechnen. Sie beträgt ca.  $1,17 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{a}$ .

Dieser Wert stellt natürlich entsprechend der möglichen Genauigkeit der Untersuchungsunterlagen nur eine Größenordnung dar.

#### 4.3.4 Verdunstung:

Es lassen sich grundsätzlich zwei Arten der Verdunstung unterscheiden: Die Evaporation und die Evapotranspiration.

Da man unter der Evaporation die Verdunstung von unbewachsenen Oberflächen und freien Wasserflächen versteht, ist diese im Hinblick auf das geringe Flächenmaß dieser Bereiche bei der Untersuchung und mengenmäßigen Betrachtung des Wasserhaushaltes des Arbeitsgebietes nur von untergeordneter Bedeutung.

## 4.3.4.1 Evapotranspiration:

Für diese sind sowohl die Faktoren der Evaporation als auch noch zusätzlich die Art und der Zustand der Vegetation maßgebend.

Echte Verdunstungswerte sind schwer zu ermitteln. Es gibt eine große Anzahl mehr oder weniger umfassender komplizierter Berechnungsformeln. Für überschlägige Betrachtungen der realen Evapotranspiration (= tatsächlich eingetretene ET) über längere Zeitspannen (z.B. für ein Jahr), geben oft einfache Berechnungen unter Einbeziehung der Niederschlagsmengen hinreichend genaue Werte. Nach der Formel von TURC (nach D. M. GRAY 1970) sei die

$$ET_r = \frac{N}{[0,9 + (N/J_t)^2]^{1/2}}$$

$ET_r$  = reelle Evapotranspiration (Jahressumme in mm),

$N$  = Jahresniederschlagsmenge (in mm),

$J_t = 300 + 25t + 0,05t^3$

$t$  = Jahrestemperaturmittel der Luft (in Grad Celsius).

Nach dieser Formel würde die  $ET_r$  für

1975: 480 mm und für

1976: 468 mm betragen.

Mit Hilfe eines Lysimeters kann die Evapotranspiration ebenfalls größenordnungsmäßig festgestellt werden. Allerdings handelt es sich bei den Ergebnissen um Daten, die für einen sehr kleinen Bereich, eben den Bereich der Station, gültig sind. Es ist allerdings kein Einzugsgebiet so gleichförmig hinsichtlich des Bodens, des Bewuchses und der Verteilung der Mikroklimata aufgebaut, daß ein Punkt, der Standort der Lysimeterstation, für das gesamte Einzugsgebiet repräsentativ erscheint.

Es gibt in der Nähe des Untersuchungsgebietes in Wiener Neustadt eine Lysimeterstation, die die Verhältnisse der Ebene des Wiener Beckens wiedergibt. Eine zweite Station in Puchberg könnte für das Untersuchungsgebiet (Unteres Pittental) annähernd repräsentative Werte ergeben. Die potentielle (= theoretisch mögliche) Evapotranspiration, auf einen Zeitraum von 15 Jahren gemessen, würde für die Station Puchberg einen Wert von 495 mm/a ergeben. Berechnet wurden die Werte nach der Relation von TURC (1945):

$$ET_{pot} = 0,40 \cdot \frac{t}{t + 15} \cdot (J_g + 50)$$

$ET_{pot}$  = potentielle Evapotranspiration (in mm),

$t$  = mittlere Lufttemperatur (in Grad Celsius),

$J_g$  = Globalstrahlung (in  $\text{cal/cm}^2/\text{d}^{-1}$ ).

Man könnte daher unter Berücksichtigung des Höhenunterschiedes (im Vergleich zu den Stationen) für das Einzugsgebiet der Pitten einen Wert von ca. 510 mm/a annehmen. Da die Gebietsverdunstung in stark durchlässigen Böden geringer ist als in schlechter durchlässigen, muß von dem Wert der potentiellen Evapotranspiration für das Einzugsgebiet der Pitten, das hauptsächlich von mitteldurchlässigen Böden aufgebaut wird ca. 10% abgezogen werden, um den Wert der realen Evapotranspiration zu erhalten. Danach wäre die

$ET_r$  ca. 450 mm/a.

Man kann einen Durchschnittswert für die reelle Evapotranspiration aus der zuvor be-

schriebenen Formel von TURC (nach D. M. GRAY 1970) und aus den Vergleichswerten der Lysimeterstationen gewonnenen Werten annehmen:

nach TURC-scher Formel	Vergleichswert der Stationen	Durchschnittswert
1975: 480	450	465
1976: 468	450	460

Das ergibt dann auf die Fläche des Einzugsgebietes mengenmäßig umgerechnet für:  
 1975:  $12,9 \cdot 10^7 \text{ m}^3$  und für  
 1976:  $12,7 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ .

#### 4.3.5 Versuch einer Bilanzierung des Wasserhaushaltes:

Für die Erstellung einer Gebietswasserbilanz werden die Einzelfaktoren des Wasserhaushaltes zueinander in Beziehung gebracht und getrennt nach abgeführten und zugeführten Wassermengen miteinander verglichen. Setzt man nun diese in den vorhergehenden Kapiteln erstellten Werte prozentmäßig in Beziehung zueinander nach der Formel:

$$ET_r + A_o + A_u + A_q = N,$$

wobei  $ET_r$  die reelle Evapotranspiration,  $A_o$  die oberirdische Gesamtabflußmenge,  $A_u$  die unterirdische Abflußmenge,  $A_q$  die aus den beiden Quellen (Ursula und Soltys) abgeleiteten Wassermengen und  $N$  den Niederschlag angibt, so erhält man für

1975:  $57,6 \% (ET_r) + 55,6 \% (A_o) + 0,5 \% (A_u) + 0,3 \% (A_q) = 114 \%$  und für

1976:  $61,2 \% (ET_r) + 39,8 \% (A_o) + 0,5 \% (A_u) + 0,3 \% (A_q) = 101,8 \%.$

Daraus wird ersichtlich, daß die Fehlerquelle der Wert für die  $ET_r$  ist, da dies der einzige nicht gesicherte Wert ist.

Um nun auf die 100 % des Niederschlags zu kommen, muß für 1975 der Wert der  $ET_r$  von 57,6 % auf 43,6 % und für 1976 von 61,2 % auf 59,4 % reduziert werden. Man erkennt daran, daß diese, aufgrund langjähriger Lysimetermessungen und durch Berechnungen mit Hilfe von überschlägigen Formeln ermittelten Werte für die  $ET_r$  sich nur dann als richtig erweisen, wenn es sich um ein, in hydrologischer Hinsicht, mittleres Jahr handelt. Für das Jahr 1976 traf dies zu, hier kann man sagen, daß die ermittelten und die tatsächlichen Werte für die  $ET_r$  übereinstimmen. Das Jahr 1975 aber, welches durch ein Hochwasserereignis gekennzeichnet war, zeigt die Fehler der überschlägigen Berechnungen auf: Unterschied der errechneten und der tatsächlichen  $ET_r = 14 \%.$

Es ist klar, daß die  $ET_r$  bei einem kurzzeitigen Starkregen nicht so hoch sein kann, als wenn dieselbe Niederschlagsfracht auf das ganze Jahr verteilt fällt. Dies stellt eben die Fehlerquelle bei diesen überschlägigen Berechnungen dar, denn diese stützen sich größtenteils auf die gesamte Niederschlagsfracht und nehmen an, daß sich diese gleichmäßig über das ganze Jahr verteilt.

#### 4.4 Zusammenschau

Die geologische Kartierung bildete die Grundlage für die hydrogeologische Bearbeitung des Untersuchungsgebietes. Diese gliederte sich in zwei Aufgabenbereiche:

1. Die Bearbeitung der Festgesteinsbereiche der Talflanken und
2. die Bearbeitung der Lockersedimente der Talfüllung.



Die Talflanken können als ein mögliches Speicher- und Anreicherungsgebiet für die Lockersedimente der Talfüllung angesehen werden. Dies ergaben Kluftrmessungen, Grundwasserhärte- und Temperaturbestimmungen.

Es liegt eine Verzahnung der hydrogeologischen Verhältnisse der Talflanken und der Talfüllung vor.

Der Lockersedimentkörper des Unteren Pittentales besteht, entsprechend den ehemaligen fluviatilen Sedimentationsbedingungen, aus meist langgestreckten und ineinander verzahnten Linsen differenzierten Kornaufbaues.

Dort wo Linsen größeren Kornaufbaues ein zusammenhängendes System bilden, ergibt sich eine bevorzugte Wegigkeit für das unterirdische Wasser (auf Abb. 5 wird dieser Bereich durch ein, in wechselnder Breite und zumeist in Talmitte sich hinziehendes Sedimentationsband größeren Kornaufbaues ersichtlich).

Neben der Durchlässigkeit ist aber auch die Mächtigkeit des Lockersedimentkörpers ein wichtiger Faktor bei der Ermittlung des Wasserdurchsatzes in diesem Sedimentkörper.

Für die Abklärung der Mächtigkeit des grundwasserleitenden Bereiches des Lockersedimentkörpers des Unteren Pittentales wurde das Relief der Dachkante des Grundwasserstauers und der Schichtenplan des Grundwasserspiegels, der mittleren Grundwasserverhältnissen entspricht, ermittelt. Die Erfassung der Höhenwerte der Dachkante des Grundwasserstauers (Abb. 3) erfolgte mit dem refraktionsseismischen Meßverfahren, wobei versucht wurde, sowohl Talquerprofile zu erstellen, als auch netzmäßig den gesamten Talverlauf des Unteren Pittentales zu vermessen.

Hierbei konnte eine Schwelle bei Seebenstein und eine weitere im Untergrund der Ortschaft Pitten erfaßt und auch dazwischenliegende Muldenzonen (nördlich und südlich von Warth am westlichen Talrand und bei Schilttern in Talmitte) vermessen werden.

Der Grundwasserschichtenplan vom 6. 12. 1976 (Abb. 6), der aufgrund der Grundwasserspiegelmessungen in den, mittels eines technischen Nivellements an das amtliche Höhennetz angehängten, kartierten Grundwasserspiegelbeobachtungs- und Brunnenanlagen erstellt wurde, konnte als repräsentativ für mittlere Grundwasserverhältnisse angesehen werden.

Die Ermittlung der Mächtigkeit des Grundwasserleiters (Abb. 4) für diesen Zeitpunkt erfolgte mittels einer graphischen Subtraktion der absoluten Höhenwerte der Dachkante des Grundwasserstauers von der absoluten Höhenlage des Grundwasserspiegels.

Mittels einer geoelektrischen Kartierung erfolgte die Untersuchung der Verteilung der Durchlässigkeitsverhältnisse des Grundwasserleiters. Da ein funktioneller Zusammenhang zwischen dem spezifischen elektrischen Widerstand und dem Kornaufbau in einem wassergesättigten Lockersediment besteht (siehe 4.2.3.2), konnten mittels Isoresistiven Bereiche differenzierten Kornaufbaues ausgeschieden werden (Abb. 5).

Die bevorzugte Wegigkeit für das unterirdische Wasser in dem Lockersedimentkörper des Unteren Pittentales wurde mittels einer Karte des relativen Durchsatzvermögens (Abb. 7) erläutert. Eine Bestätigung für die Richtigkeit dieser Zonen bevorzugter Wegigkeit lieferte die, aus dem Grundwasserschichtenplan (Abb. 6) hervorgehende Grundwasserpotentialströmungsrichtung. Diese deckt sich wieder gut mit den Bereichen relativ groben Kornaufbaues, die aus der Karte der Isoresistiven hervorgehen (Abb. 5).

Ein Vergleich des Reliefs der Dachkante des Grundwasserstauers (Abb. 3) mit den

Bereichen bevorzugter Wegigkeit des unterirdischen Wassers in den grundwasserleitenden Lockersedimenten zeigt, daß sich die bevorzugte Wegigkeit, wie sie sich aufgrund des Kornaufbaues und der Grundwasserpotentialströmungsrichtung ergibt, mit den Rinnen und Muldenstrukturen der Dachkante des Grundwasserstauers weitestgehend deckt. Man kann annehmen, daß der ehemalige Pittenfluß diese Rinnen und Mulden dank seiner Erosionstätigkeit hervorgebracht hat. Da in diesen Strukturen natürlich erhöhte Fließgeschwindigkeiten erreicht wurden, konnte nur gröberes Material zur Ablagerung gelangen (dies war auch die Ursache dafür, daß es in diesen Bereichen, eben dank des größeren Kornaufbaues, nun zu einer bevorzugten Wegigkeit für das unterirdische Wasser kommt).

Vier Aufschlußbohrungen dienten vor allem zur Untersuchung der Lockersedimente (als Beispiel siehe Abb. 8) und als Anschlußpunkte für die geoelektrischen und seismischen Meßstrecken. Bei Bohrung Seebenstein 4 (in Talmitte zwischen Seebenstein und Schiltern) wurde versucht, das anstehende Gestein des Talgrundes, an der, aufgrund der Ergebnisse der seismischen Untersuchungen prognostizierten, tiefsten Stelle des Talverlaufes zu erbohren. Es konnte jedoch in einer Teufe von -108 m nur der bereits stärker verfestigte Übergangsbereich zum anstehenden Festgestein des Talgrundes erschlossen werden.

Ein interessantes Detail am Rande war die Erforschung des Grundwasserübertrittes aus dem Schwarza- in das Pittental (siehe 4.1.2). Es konnte nachgewiesen werden, daß es bei länger andauernder Wasserführung der Schwarza in Schwarzau am Steinfeld zu einem Aufstau an den unterlagernden phyllitischen Glimmerschiefern der tektonisch tieferen Einheit (Wechseldecke) und dadurch bedingtem Auffüllen des Kluftsystems im Untergrund der die beiden Täler trennenden Hügelkette kommt. Sobald das System gefüllt ist, kommt es zu einem Überlauf bei der Altaquelle in das Pittental.

Es wurden auch geohydrologische Faktoren (4.3) untersucht, welche schließlich zu einem Versuch der Bilanzierung des Wasserhaushaltes die Grundlagen schufen.

### 5. Literaturverzeichnis

- BÜDEL, J., 1944: Die morphologische Wirkung des Eiszeitalters im gletscherfreien Gebiet. — Geol. Rdsch., 34 (7–8), 482–519, 14 Tab., 2 Taf., Stuttgart.
- CLAR, E., 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. geol. B.-A., Sdh. G, 11–35, 2 Abb., 4 Taf., Wien.
- CORNELIUS, H. P., 1953: Bericht über außerplanmäßige Begehungen auf Blatt Neunkirchen-Aspang. — Verh. geol. B.-A., 1938, 53, Wien.
- CZIJZEK, J., 1953: Geologische Beschaffenheit des Rosaliengebirges. — Jb. geol. R.-A., 1, 173–175, Wien.
- 1954: Das Rosaliengebirge und der Wechsel in Niederösterreich. — Jb. geol. R.-A., 5, 465–529, 3 Abb., Wien.
- ERICH, A., 1965: Bericht über geologische Aufnahmen auf Blatt Aspang (106) — südliche Hälfte. — Verh. geol. B.-A., 1965, A21–A24, Wien.
- 1966 a: Zur regionaltektonischen Stellung der Rechnitzer Serie (Burgenland–Niederösterreich). — Verh. geol. B.-A., 1966, 77–85, Wien.
- EXNER, CH., 1958: Beobachtungen (1957) im Kristallin der Buckligen Welt und des Hochwechsels. — Verh. geol. B.-A., 1958, 206–208, Wien.
- FAUPL, P., 1970: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen

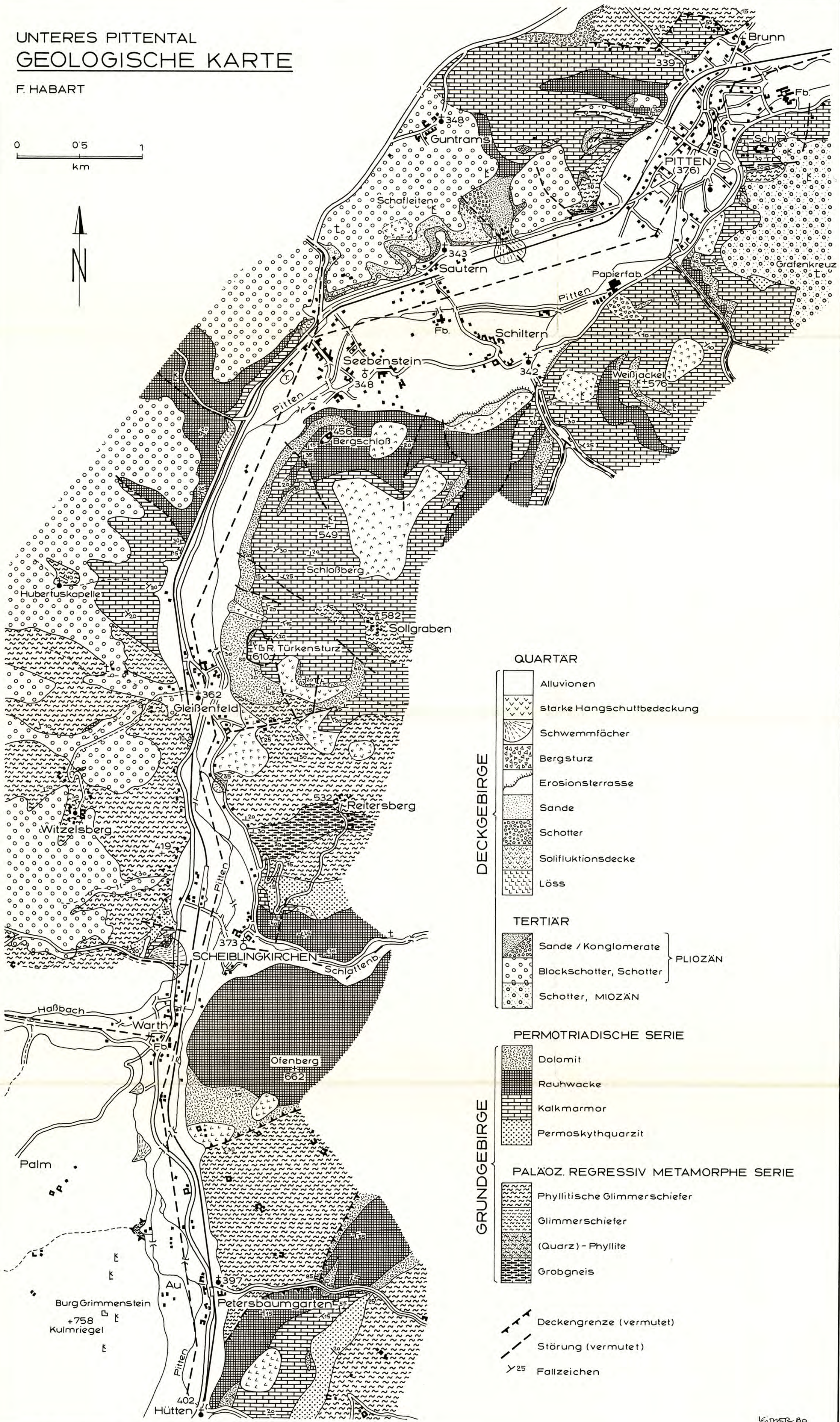
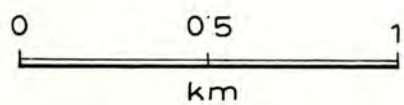
- Trattenbach (NÖ.) und Frörschnitz (Stmk.) – Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 27–70, 9 Abb., Taf. 10–12, Wien.
- FENZL, N., 1975: Hydrogeologie der Neuen Welt. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 107 S., 15 Abb., 7 Tab., 8 Diagr., 13 Beil., Wien.
- FINK, J., 1957: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg–Deutschkreuz. III. Abschnitt: Quartär. – Geol. B.-A., Wien.
- FUCHS, G., 1961: Bericht 1960 über geologische Aufnahmen im Raum Frohsdorf – Hochwolkersdorf – Scheiblingkirchen (76, 106 und 107). – Verh. geol. B.-A., 1961/3, A24–A25, Wien.
- 1962 b: Neue tektonische Untersuchungen im Rosaliengebirge. – Jb. geol. B.-A., 105, 19–37, Taf. 1–2, Wien.
- GAAL, G., 1966: Geologie des Roßkogelgebietes W Mürzzuschlag (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16 (1965), 105–148, Taf. 6–7, Wien.
- GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K., 1976: Erdbeben im ostalpinen Raum. – Arb. Z.-Anst. Meteorol. Geodyn., Publ. 210, 19, Wien.
- HABART, F. & HAIDER, W., 1978: Der Taufstein bei Witzelsberg. Geologische und archäologisch-historische Studien zu einem Naturdenkmal südlich von Neunkirchen, Niederösterreich. – Beilage zu Amtsblatt der Bezirkshauptmannschaft Neunkirchen, 102/8, Neunkirchen.
- JANOSCHEK, R., 1951: Das inneralpine Wiener Becken. – in: F. X. SCHAFFER (ed.) – Geologie von Österreich. – 2. Aufl., 810 S., 97 Abb., 5 Kt., Wien (Deuticke).
- KOBER, L., 1925: Die tektonische Stellung des Semmering–Wechselgebietes. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., N. F., 38, 268–276, 1 Abb., Wien.
- 1938: Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., 20 Abb., 1 Taf., Wien (Springer).
- 1955: Bau und Entstehung der Alpen. 2. Aufl. – 379 S., 100 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- KRISTAN, E. & TOLLMANN, A., 1957: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 8, 75–90, Taf. 19–22, Wien.
- MOHR, H., 1912: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 88, 633–652, 1 Kt., Wien.
- 1951: Über geologische Begehungen und Lagerstättenstudien auf Blatt Neunkirchen–Aspang (Bericht 1950). – Verh. geol. B.-A., 1950–51/2, 73–81, Wien.
- PAHR, A., 1960: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. – Verh. geol. B.-A., 1960, 274–283, 2 Abb., Wien.
- PETRASCHEK, W., 1929: Die Geröllführung im inneralpinen Miozän. – Verh. geol. B.-A., 2, 3, 89–96, Wien.
- RICHTER, W. & LILLICH, W., 1975: Abriß der Hydrogeologie. – 281 S., 96 Abb., Stuttgart (E. Schweizerbart).
- RIEDMÜLLER, G., 1967: Zur Geologie des SW-Teiles der Buckligen Welt. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 274 S., 25 Abb., 10 Photos, 7 Beil., Wien.
- 1976: Genese und Charakteristik der Rauhacken im Pittental (Niederösterreich). – Geol. Rdsch., 65/1, 290–332, 37 Abb., Stuttgart.
- SCHMIDEGG, O., 1939: Bericht über die geologische Aufnahme des Bergbauggebietes von Pitten (Blatt Neunkirchen–Aspang). – Verh. geol. B.-A., 1939, 80–81, Wien.
- TOLLMANN, A., 1958 b: Semmering und Radstädter Tauern. – Mitt. geol. Ges. Wien,

- 50 (1957), 325–354, Taf. 1, Wien.
- 1959 a: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentral-alpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 10, 1–62, Taf. 1, Wien.
  - 1961 d: Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen etc. – Geol. Rdsch., 50 (1960), 506–514, Taf. 15, Stuttgart.
  - 1962 a: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen. – Geol. Rdsch., 52, 226–237, Taf. 5, Stuttgart.
  - 1964 d: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1964, 270–299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
  - 1964 e: Exkursion II/6. Semmering-Grauwackenzone. – Mitt. geol. Ges. Wien, 57 (1964), 193–203, 3 Abb., 1 Taf., Wien.
  - 1965 b: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., Sdh. G, 103–133, 1 Abb., Wien.
  - 1971 e: Bericht über Aufnahmen im Semmeringsystem zwischen Göstritz und Kranichberg etc. – Verh. geol. B.-A., 1971, A89–A93, Wien.
  - 1972 a: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, 64 (1971), 173–208, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
  - 1972 e: Alter und Stellung des alpinen Verrucano in den Ostalpen. – Verh. geol. B.-A., 1972, 83–95, 1 Abb., Wien.
  - 1973 a: Die Neuergebnisse über die Triasstratigraphie der Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 65–113, Innsbruck (1972).
  - 1976 c: Neue Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. – Ber. Geol. Tiefbau Ostalpen, 3, 58–64, 1 Abb., Wien (Zentralanst. Meteorol. Geodyn.).
  - 1977 b: Eine Serie neuer tektonischer Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. österr. Geol. Ges., 68, Wien.
  - 1978 a: Geologie von Österreich. Die Zentralalpen. Bd. 1, 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. & FAUPL, P., 1972: Alpiner Verrucano im Semmering- und Wechselgebiet. – Verh. geol. B.-A., 1972, 107–118, 4 Abb., Wien.
- VETTERS, W., 1970: Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritztal (Steiermark, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 71–102, 13 Abb., Taf. 1, 13, 14, Wien.
- WIESENER, H., 1962: Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. – Geol. Rdsch., 52, 238–246, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- 1971: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen. – Verh. geol. B.-A., 1971, 344–357, 1 Abb., Wien.
- WIESENER, H. & SCHARBERT, S., 1977: Rock formations and metamorphism in the Eastern Part of the Austrian Central Alps. – S. 58 (in:) H. BÖGEL (Hrsg.): Geodynamics and geotraverses around the Alps. Salzburg etc. (vervielf. Manus.).
- WINKLER-HERMADEN, A., 1944: Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, 7, 256–312, 1 Kt., Wien.
- 1926: Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen. – Geol. Rdsch., 27, 36–68, 196–217, 291–310, 2 Textfig., Stuttgart.



# UNTERES PITTENTAL GEOLOGISCHE KARTE

F. HABART



### QUARTAR

- Alluvionen
- starke Hangschuttbedeckung
- Schwemmfächer
- Bergsturz
- Erosionsterrasse
- Sande
- Schotter
- Soliflukationsdecke
- Löss

DECKGEBIRGE

### TERTIÄR

- Sande / Konglomerate
- Blockschotter, Schotter
- Schotter, MIOZÄN

PLIOZÄN

### PERMOTRIADISCHE SERIE

- Dolomit
- Ruhwacke
- Kalkmarmor
- Permoskythquarzit

GRUNDGEBIRGE

### PALÄOZ. REGRESSIV METAMORPHE SERIE

- Phyllitische Glimmerschiefer
- Glimmerschiefer
- (Quarz) - Phyllite
- Grogneis

- Deckengrenze (vermutet)
- Störung (vermutet)
- Fallzeichen



**Baugeologische Beschreibung der Ostseite  
des Arlberg-Straßentunnels.**

von

**F. KUNZ**

4 Abb., Beil. 9, 10

Anschrift des Verfassers:  
Dr. Ferenc KUNZ  
Mitterweg 110/21  
6020 Innsbruck

## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung . . . . .	118
1. Einleitung . . . . .	119
2. Planung und Prognose . . . . .	119
3. Geologischer Überblick . . . . .	120
4. Bauablauf . . . . .	121
5. Geologie . . . . .	122
5.1 Geologische Arbeitsmethoden . . . . .	122
5.2 Bewertung der Gebirgsverhältnisse . . . . .	123
5.3 Seriengliederung und Gesteinsbeschreibung . . . . .	124
5.3.1 Glimmerschieferserie . . . . .	124
5.3.2 Muskovitgranitgneisserie . . . . .	125
5.3.3 Feldspatknottengneisserie . . . . .	126
5.3.4 Hangschutt- und Murenmaterial . . . . .	126
5.4 Gesteinslagerung und Tektonik . . . . .	126
6. Vortunnel . . . . .	127
6.1 Tunnelstreckenbeschreibung . . . . .	127
6.2 Gesteinslagerung und Tektonik . . . . .	128
6.2.1 Gesteinslagerung . . . . .	128
6.2.2 B-Achsen und Lineationen . . . . .	129
6.2.3 Klüfte und Bewegungsbahnen . . . . .	129
6.3 Bergwasser . . . . .	130
6.4 Verwitterung und Grad der Zerlegung . . . . .	130
6.5 Gebirgsbewegungen . . . . .	131
6.6 Gebirgsdruck- und -entspannungserscheinungen . . . . .	132
7. Haupttunnel – Ost . . . . .	133
7.1 Tunnelstreckenbeschreibung . . . . .	133
7.2 Gesteinslagerung und Tektonik . . . . .	136
7.2.1 Gesteinslagerung . . . . .	136
7.2.2 B-Achsen und Lineationen . . . . .	137
7.2.3 Klüfte und Bewegungsbahnen . . . . .	137
7.3 Bergwasser . . . . .	139
7.4 Verwitterung und Grad der Zerlegung . . . . .	139
7.5 Gebirgsbewegungen . . . . .	140
7.6 Gebirgsdruck- und -entspannungserscheinungen . . . . .	141
8. Schacht Maienwasen . . . . .	142

## Zusammenfassung

Der 13.972 m lange Arlberg-Straßentunnel ist der längste Verkehrstunnel Österreichs, der in einer Rekordzeit von knapp vier Jahren fertiggestellt wurde.

Der nachstehende Aufsatz faßt die geologischen Beobachtungen im östlichen Bauolos (Vortunnel, Haupttunnel–Ost und Schacht Maienwasen) während der Bautätigkeit zusammen und gibt einen Überblick über die angetroffenen Gesteinsserien, über die Tektonik und Wasserverhältnisse im Tunnel, sowie über die baueologischen Erfahrungen.

## 1. Einleitung

Die geologische Dokumentation und Beratung der Baustellen des Arlberg-Straßentunnels erfolgte durch Dr. Josef Kaiser und den Autor in versetzten Dekaden, um eine kontinuierliche Betreuung zu gewähren. Wie bereits am Tauerntunnel, war auch der Arlberg-Straßentunnel ständig mindestens mit einem Geologen besetzt.

In Zusammenarbeit mit den Konsulenten der ASTAG und verschiedenen Instituten wurde eine möglichst vollständige Betreuung und Dokumentation des Untertageprojektes angestrebt.

Die tonmineralogischen Untersuchungen wurden im Institut für Bodenforschung und Geologie der Universität für Bodenkultur Wien, die Wasserproben im Institut für Hygiene der Universität Innsbruck, die bodenmechanischen Untersuchungen im Institut für Bodenmechanik der Technischen Universität Innsbruck und die felsmechanischen bei der TKW-Prüfstelle in Rothenthurn durchgeführt. All diesen Stellen sei gedankt.

Die Stollenbänder, geologischen Pläne und Berichte sind bei der ASTAG in Innsbruck aufbewahrt, die Gesteinsproben wurden in das Geologische Institut der Universität Innsbruck gebracht.

Es ist eine angenehme Pflicht an dieser Stelle dem Vorstand der ASTAG, den Direktoren Dipl. Ing. Baurat h. c. H. Posch und Dr. K. Rainer für das Verständnis, mit dem sie uns Geologen während der Bautätigkeit und bei der Auswertung der Unterlagen behandelt haben, zu danken.

## 2. Planung und Prognose

Im Zuge des Ausbaues der Arlberg Schnellstraße S 16 zwischen Tirol und Vorarlberg war es notwendig, die 1800 m hoch führende und im Winter oft gesperrte Arlberg-Paßstraße durch einen modernen Straßentunnel zu ersetzen. Um dieses Hindernis im österreichischen Ost-West-Verkehr schneller beseitigen zu können, wurde die Finanzierung, der Ausbau und der Betrieb dieses Straßenstückes einer Sondergesellschaft, der Arlberg-Straßentunnel-AG (ASTAG) übertragen.

Mit der Planung des Tunnels wurde die Ingenieurgemeinschaft Lässer-Feizlmayr (ILF), Innsbruck beauftragt.

Aus mehreren Varianten wurde schließlich die Trasse südlich des Eisenbahntunnels vor allem wegen geologischen Gesichtspunkten gewählt und aus Gründen des Umweltschutzes und der Lawinsicherheit die Umfahrung der Ortschaft St. Anton ebenfalls in den Berg verlegt.

Daher besteht der Arlberg Straßentunnel aus zwei Tunnelabschnitten, und zwar aus dem nach Vortriebsmetern gerechnet 3567 m langen Vortunnel und dem 10.281 m langen Haupttunnel, sowie aus der Rosannaquerung und den Voreinschnitten.

Die gesamte Länge des Tunnels beträgt somit 13.972 m.

Vom Ostportal in St. Jakob verläuft der Tunnel mit 1,67 % Steigung bis zum Scheitelpunkt, der bei Baustation 251 m im Haupttunnel-Ost liegt. Danach fällt er mit einer Neigung von 1,3 % bis zum Westportal in Langen.

Der Ausbruchsquerschnitt des Tunnels ist abhängig von den Fahrraumabmessungen, der Größe der über den Fahrraum liegenden Luftkanäle und den Gebirgsgüteklassen. Er liegt zwischen 90 und 103 qm.

Für die Belüftung des Tunnels waren zwei Luftschächte, und zwar der Schacht Albona (736 m) und der Schacht Maienwasen (218 m) mit Durchmessern von 7,68 m bzw. 9,3 m notwendig.



Für die geologische und felsmechanische Vorhersage wurden Geländeaufnahmen und in den Portalbereichen bzw. bei den Schachtköpfen Erkundungsbohrungen durchgeführt. Von den ausgewählten Bohrkernen wurden Gesteinswerte – Reibungswinkel, Verformungsmodul usw. – ermittelt.

Außerdem konnte der vor 90 Jahren gebaute Eisenbahntunnel, der 50 bis 250 m nördlich der projektierten Tunnelstraße liegt, als wertvoller Aufschluß herangezogen werden.

Die Geländeaufnahmen, die gefügekundlichen und petrographischen Untersuchungen führte Doz. Dr. W. Resch (Universität Innsbruck) durch, die Bohrkern hat Dr. Mignon (Innsbruck) ausgewertet.

Die baugelogeische Prognose hat Prof. E. H. Weiss (Universität für Bodenkultur, Wien) für die Ingenieurgesellschaft Lässer-Feizlmayr erstellt.

### 3. Geologischer Überblick

Im Arlberggebiet stoßen zwei geologische Großeinheiten aneinander: die jungpaläozoischen und mesozoischen Sedimente der Nördlichen Kalkalpen (Lechtaler Alpen) und das Silvretta-Kristallin (Verwallgruppe) im Süden. Die Nahtstelle der beiden geologischen Einheiten ist morphologisch in den Talbildungen (Stanzertal, Steißbachgraben, Arlensattel, Alpe Rauz und Klostertal) weitgehend erkennbar.

Der Aufbau der Nördlichen Kalkalpen beginnt hier mit den paläozoischen Sandsteinen, Tonschiefern, Kalken, Mergeln, Rauhwacken und Konglomeraten, darüber folgen Verrucano und Buntsandstein, alpiner Muschelkalk, die Partnach-, die Arlberg- und die Raibler Schichten sowie der Hauptdolomit usw.

Die präkambrischen bis altpaläozoischen, metamorphen Gesteine der Silvrettaeinheit beinhalten tektonisch überprägte Glimmerschiefer und Gneise (Schiefergneise bis Gneisphyllite), Granatglimmerschiefer, Muskovitgranitgneise, Feldspatknottengneise,

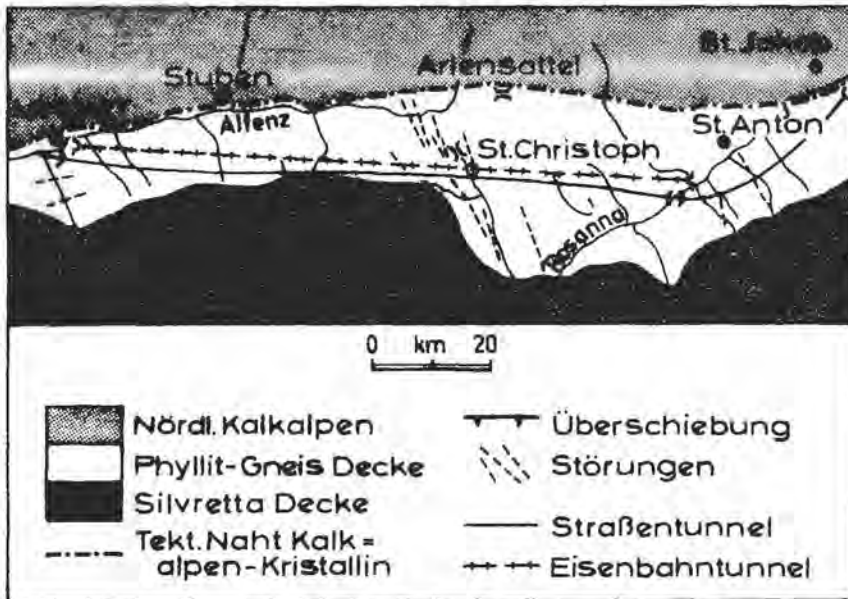


Abb. 1

Biotitplagioklasgneise und verschiedene Grüngesteine.

Das zur Silvrettaeinheit zusammengefaßte Kristallin wird in zwei tektonische Untereinheiten gegliedert, nämlich in die Silvrettadecke im engeren Sinne und in die Phyllitgneisdecke.

Die Silvrettadecke – vorwiegend mit Biotitplagioklasgneisen – hat sich durch einen gewaltigen Nordschub auf die nördlich vorgelagerte Phyllitgneisdecke aufgeschoben. Die Gesteine dieser Decke entsprechen genetisch der tonreichen Randfazies der höher metamorphen Silvrettagesteine. Die flach südeinfallende Überschiebungsbahn der Silvrettadecke streicht am Fuße der Felswände oberhalb der ausgeprägten Verflachungsflur der Albona und Stubiger Alpe durch (Weiss, 1973).

Die Tunnelstraße liegt gänzlich in der Phyllitgneisdecke.

#### 4. Bauablauf

Die Bauarbeiten für den Tunnel und die Schächte konnten an zwei Arbeitsgemeinschaften vergeben werden. Die Bauloslängen wurden aufgrund der zu erwartenden Gebirgsverhältnisse für das Baulos-Ost mit 8470 m (Vortunnel und Haupttunnel-Ost), für das Baulos-West mit 5500 m bei gleitender Losgrenze festgelegt. Die Schachtarbeiten wurden unter Beibehaltung von Spezialunternehmen ebenfalls der Tunnelarbeitsgemeinschaft übertragen.

Die Bauarbeiten im Tunnel begannen im Juni 1974 und wurden im Januar 1978 mit der Eingangsstrecke der Vortunnel-Nordröhre beendet.

Der Vortunnel wurde in der Zeit von Juli 1974 bis Mai 1976 ausgebrochen. Ursprünglich war nur ein Vortrieb von der Ostseite her vorgesehen. Im Zuge der Forcierungsarbeiten wurde im Mai 1975 auf der Westseite, in der Rosannaschlucht, ein Firststollenvortrieb installiert. Der Durchschlag des Vortunnels erfolgte im November 1975 bei Baustation 1796 m. Die Aufweitung des Firststollens dauerte bis Mai 1976.

Im Haupttunnel-Ost war zuerst ein Richtstollen vorgesehen. Bis Mai 1975 reichte der Richtstollen bzw. ab Baustation 1761 m eine kleine Kalotte bis zur Baustation 1860 m. Aufgrund von geologischen Schwierigkeiten wurde der weitere Vortrieb des Richtstollens zugunsten des Firststollenvortriebes im Vortunnel aufgelassen. Während der Aufbruch des Pilotschachtes und die Aufweitung des Schachtes Maienwasen getätigt wurden, wurde der Richtstollen in der Kalotte von der Kaverne Maienwasen aufgeweitet und bis zur Baustation 2590 m vorgetrieben. Ab Mai 1976 hat man mit Vortrieb und Gegenvortrieb den Bereich zwischen Ostportal und Kaverne Maienwasen voll ausgebrochen. Ab September 1976 trieb man die Kalotte ab Baustation 2590 m vor und gleichzeitig begann das Reißen der Strosse ab Kaverne Maienwasen.

Im Oktober 1977 wurde der Haupttunnel durchgeschlagen.

Der Schacht Maienwasen wurde zuerst mit einem Pilotschacht in der Größe von 2 x 2 m von unten nach oben ausgebrochen und in der Zeit von April bis September 1976 von oben nach unten aufgeweitet.

Der Ostabschnitt des Arlberg Straßentunnels umfaßt rund 8663 Vortriebsmeter. Als Nebenbauten mußten 10 Abstellnischen mit 48 m bzw. 55 m Länge, 5 Verbindungstunnel (je 30 m lang), 13 Verbindungsstollen (je 20 m lang) und die Kaverne Maienwasen ausgebrochen werden.

Der fertiggestellte Tunnel ist die Südröhre der vierspurig geplanten Schnellstraße. Für die Nordröhre wurden die Eingangsstrecken, insgesamt 343,5 m bereits ausgebrochen, um später den Betrieb in der Südröhre nicht zu gefährden.

## 5. Geologie

### 5.1 Geologische Arbeitsmethoden

Die Hauptaufgaben der geologischen Betreuung während der Ausbruchsarbeiten waren: die tägliche Aufnahme der Geologie der Ortsbrust; die Auswertung der Aufnahmen; die Vergleiche zwischen Geologie, Gebirgsbewegungen und den Stützmaßnahmen; sowie die mündliche und schriftliche Information der örtlichen Bauleitungen und der Abschnittsleitung. Die täglichen geologischen Aufzeichnungen richteten sich nach der Art und Weise des Vortriebes.

Beim Kalottenvortrieb mußte die Ortsbrust und die Tunnelleibung gleich nach dem Abschlag und Ausschuttern aufgenommen werden. Innerhalb von fünf bis zehn Minuten wurden die Geologie beurteilt, aufgezeichnet, die Schieferungsflächen und die Klüfte eingemessen.

Die Länge der aufgenommenen Tunnelleibung variierte nach Abschlagstiefen, zwischen 0,7 bis 4,0 m. Beim Abbau der Strossen konnten die geologischen Aufzeichnungen ergänzt werden. Da die Sohle nicht gereinigt wurde, entfiel hier die Aufnahme.

Im First- und Richtstollen war meist eine streckenweise Kartierung möglich, weil die Ulmen längere Zeit ohne Spritzbetonsicherung offen standen.

Im Schacht wurde die Geologie nach Reinigung der Schachtleibung bzw. Sohle aufgenommen. Für die Aufnahme selbst stand hier eine längere Zeit zur Verfügung. Die Höhe der offenen Schachtleibung betrug 2,0 m.

Ein wesentlicher Bestandteil der täglichen Aufnahme war die Bestimmung des Gesteinszerlegungsgrades, die im nächsten Punkt behandelt wird.

Gesteinsproben wurden durchschnittlich im Abstand von 30 m entnommen, bei wechselhafter Geologie öfters. Für die felsmechanischen Untersuchungen wurden gezielt Proben gesammelt. Bei größeren Wasserzutritten wurden für Analysen je 1 l Wasser entnommen.

Nach den geologischen Arbeiten im Tunnel bzw. im Schacht begann die Auswertung der Aufzeichnungen. Die einzelnen Brustbilder bzw. Stoß- und Schachtleibungsaufnahmen wurden zu einem geologischen Stollenband zusammengezeichnet.

Die Art, die Länge und der Maßstab der Stollenbänder richteten sich nach den Erfordernissen des Baubetriebes. Im Vortunnel und Haupttunnel-Ost wurden die Stollenbänder als Ulmabwicklung im Maßstab 1:200 aufgetragen. Zur Information der örtlichen Bauleitung wurden 50 m lange Strecken im Maßstab 1:200 als Grundrißdarstellung in der Tunnelmitte als provisorische Blätter gleich nach der Durchörterung des Bereiches übergeben.

Bei der endgültigen Tunneldokumentation umfassen alle geologischen Stollenbänder der Gesellschaftsstrecke der Arlberg-Schnellstraße einen Bereich von je 200 m im Maßstab 1:200 (wie auch die Abrechnungspläne der Arbeitsgemeinschaften) und sind als Grundrißdarstellung in der Tunnelmitte angefertigt.

Der Schacht Maienwasen wurde im Maßstab 1:200 als Idealprofil dargestellt; die einzelnen Schachtbänder umfassen 100 m.

Bei der Auswertung der geologischen Daten wurden auch die felsmechanischen Messungen (Konvergenzen, Druckdosen, Extensometer und Meßanker) in Betracht gezogen.

Das Vergleichen der Geologie und der gemessenen Gebirgsbewegungen mit den ausgeführten Stützmaßnahmen ergab die Diskussion über die notwendige Anzahl der Stützmittel.

Der Geologe hatte hierbei eine beratende Funktion. Aufgrund seiner Aufzeichnungen konnte ein bereits aufgefahrenes und verbautes Gebirge mit seinen Maßnahmen für geologisch und geomechanisch ähnliche Verhältnisse als Maßstab für den benötigten Ausbauwiderstand herangezogen werden. Bei schwierigen Strecken war der Geologe bei den täglichen Begehungen und Besprechungen der örtlichen Bauleitung und der ausführenden Firmen, bei denen die Gebirgsverhältnisse begutachtet und die Gebirgsgütekategorie beschlossen wurde, anwesend.

## 5.2 Bewertung der Gebirgsverhältnisse

Die Gebirgsverhältnisse werden in jedem Tunnel etwas anders beurteilt. Die Grundlage der Beurteilung bildet immer die in der Bauausschreibung festgehaltene Gebirgsklassifizierung (WEISS, 1976).

Die Festlegung der Güteklassen oblag, gemäß der Ausschreibung des Arlberg-Straßentunnels, den Bauleitern des Auftraggebers und des Auftragnehmers.

Deswegen wurde das Gebirge vorwiegend nach technischen und wirtschaftlichen Gesichtspunkten (Anzahl und Länge der Anker; Stahlbögen; Abschlagstiefe; Vortriebsgeschwindigkeit usw.) beurteilt und weniger nach geologischen Kriterien.

Ohne die technischen und wirtschaftlichen Erfordernisse des Baubetriebes außer acht zu lassen, wurde eine vorwiegend geologisch begründete Beurteilung des aufgefahrenen Gebirges vorgenommen.

Bei der geologischen Beurteilung eines Gebirges spielen Faktoren, wie Mineralzusammensetzung, Schieferungsmächtigkeit und Lagerung des Gesteins; die Häufigkeit und Ausprägung der Klüfte; die Beanspruchung des Gesteins durch Störungszonen; die Wasserführung; sowie die allgemeine mechanische und chemische Zersetzung des Gebirges eine wesentliche Rolle.

Die Häufigkeit und die Ausprägung der Klüfte, die Beanspruchung des Gesteins durch Bewegungsbahnen, sowie die mechanische und chemische Zersetzung des Felsens bilden die Grundlagen zur Beurteilung eines Gebirges nach dem „Grad der Zerlegung“.

Der Grad der Zerlegung (oder Grad der Gesteinszerlegung), die Wasserführung, die Gesteinszusammensetzung, das Gefüge und die Standfestigkeit des Gebirges bezogen auf die Querschnittsgröße (Gebirgsverhalten) sind in den geologischen Stollenbändern aufgezeichnet.

Während der Ausbruchsarbeiten wurden sechs Stufen, und zwar minimal, schwach, mäßig, stark, sehr stark und äußerst stark für den Grad der Zerlegung verwendet, später haben wir die Gruppen minimal und schwach bzw. sehr stark und äußerst stark in je einer Stufe vereinigt.

Die Einteilung erfolgte vor Ort, nach dem Ausschüttern der Kalotte im wesentlichen nach folgenden Merkmalen:

- minimal bis schwach

Das Gestein ist allgemein gesund, die Schieferung ist einheitlich (dünnshieferig oder plattig), die Klüftung ist weitständig, vereinzelt sind Harnische vorhanden.

- mäßig

Das Gestein ist tektonisch gering beansprucht, die Schieferung ist wechselhaft, die Klüftung ist mittelständig, Harnische und Mylonite (meist innerhalb der Schieferung) sind in verschiedenen Abständen und in verschiedener Mächtigkeit zu beobachten.



- stark  
Das Gestein ist tektonisch überprägt, die Schieferung ist sehr dünnblättrig, die Klüftung ist engständig. Das Klüftgefüge beherrscht das Brustbild. Mehrere Harnische und Mylonite bis zu 1 m Mächtigkeit und in verschiedener Länge sind zu beobachten.
- sehr stark bis äußerst stark  
Das Gestein ist tektonisch stark überprägt oder in seinem Gefüge nicht mehr erkennbar. Die Schieferung ist sehr dünnblättrig oder ruschelrig, viele kleinere und größere Mylonite zersetzen sie. Die Klüftung ist scharig und engständig mit größeren Störungen. Die Mylonite sind bis zu 2 m mächtig, größere Zerrüttungen sind fallweise vorhanden.

### 5.3 Seriengliederung und Gesteinsbeschreibung

Im Ostabschnitt des Arlberg Straßentunnels wurde ein Gesteinspaket von etwa 1800 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Diese Gesteinsserie wurde bereits im Vortunnel bis zur Baustation 3020 m durchörtert. Anschließend wurden dieselben Gesteinsserien bedingt durch die Trassenführung des Straßentunnels und durch einige tektonische Verstellungen mehrmals durchfahren.

Beim Durchschlag des Haupttunnels waren etwa die Gesteinspakete vorhanden, wie wir sie in der Rosannaschlucht angetroffen haben. Eine geringfügige Fehlerquelle bei der Abschätzung der Gesteinsmächtigkeit bilden die Verstellungen, deren Größen nur ungefähr zu ermitteln waren.

Die Gesteinsarten reichen von den phyllitisch überprägten und quarzitischen Glimmerschiefern (z. T. auch echte Phyllite) bis zu den Feldspatnotengneisen und Muskovitgranitgneisen. Außerdem wurden beim Ostportal des Vortunnels der Hangschutt und eine Mure angefahren.

Die geologisch gleichartigen, bzw. makroskopisch nicht unterscheidbaren oder im Kleinbereich stark wechselhaften Gesteine wurden zu Serien zusammengefaßt. Diese Serien sind keine felsmechanischen Homogenbereiche, sondern geologisch-petrographisch ähnliche Gesteinsarten.

Die Felseigenschaften sind in erster Linie vom Grad der tektonischen Beanspruchung und der Zerklüftung abhängig, weniger von der petrographischen Zusammensetzung der Gesteine.

#### 5.3.1 Glimmerschieferserie

In der Glimmerschieferserie wurden die tektonisch überprägten, diaphthoritischen und die quarzitischen Glimmerschiefer bis Schiefergneise zusammengefaßt.

Die tektonisch überprägten und diaphthoritischen Glimmerschiefer werden nachfolgend wegen ihrem phyllitischen Charakter, d. h. Seidenglanz, Feinkörnigkeit und makroskopisch kaum erkennbare Muskovitkristalle, die auch feldgeologisch leicht zu ermitteln sind, als phyllitische Glimmerschiefer bezeichnet.

Die phyllitischen Gesteine sind während der tektonischen Durchbewegung durch die retrograde Metamorphose entstanden.

Das Ausgangsmaterial war ein sehr tonreiches Sediment, aus dem durch die steigenden Druck- und Temperaturverhältnisse zuerst Phyllite, dann Glimmerschiefer und schließlich Schiefergneise entstanden sind. Später wurden die Schiefergneise durch die tektonischen Vorgänge (Gebirgsbildung) in rückschreitender Gesteinsumwandlung zu Glimmerschiefern bis phyllitischen Glimmerschiefern umgeformt.

Die phyllitischen Glimmerschiefer sind grau bis dunkelgrau gefärbt, fein bis mittelkörnig und recht dünnblättrig. Die Schieferungsmächtigkeit liegt im mm-Bereich. Die Schieferungsflächen sind mit einer Glimmerhaut überzogen, die fettig-schmierig ist. Die fallweise auftretenden zerriebenen Zonen und die Harnischflächen innerhalb der s-Flächen sind als Bewegungsbahnen anzusehen.

Die Hauptgemengteile der phyllitischen Glimmerschiefer sind: Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskovit bzw. Serizit.

Als Nebengemengteile sind Granat (oft namengebend), Staurolith und Chlorit zu beobachten.

An Akzessorien finden sich unter anderem Karbonat, Apatit, Chloritoid, Zirkon, sulfidische und oxydische Eisenerze.

Diese und die nachfolgenden mikroskopischen Untersuchungsergebnisse stammen von Doz. W. RESCH (Geol. Institut der Universität Innsbruck).

Die quarzitischen Glimmerschiefer sind hellgrau bis grau, grobkörniger und mächtiger geschiefert als die phyllitischen Glimmerschiefer. Die Schieferungsmächtigkeit liegt hier im mm- bis cm-Bereich. Die glimmerreichen Lagen sind meist sehr dünn. Der Quarzgehalt nimmt zu. Der Quarz ist über das Gestein gleichmäßig verteilt.

Die Hauptgemengteile der quarzitischen Glimmerschiefer sind Quarz, Muskovit, Plagioklas und Serizit.

An Nebengemengteilen und Akzessorien sind diese Gesteine ärmer als die phyllitischen Glimmerschiefer.

Innerhalb dieser Serie kommen höchstens 15 m mächtige, hellgrüne, tektonisch stark zerlegte Chloritschieferzwischenlagen oder -linsen vor, die höchstwahrscheinlich aus Amphibolitlinsen umgewandelt wurden.

### 5.3.2 Muskovitgranitgneisserie

Die Muskovitgranitgneisserie besteht aus mehreren Muskovitgranitgneiszügen und dazwischen eingelagerten, meist tektonisch zerlegten Glimmerschieferlagen.

Der Muskovitgranitgneis ist ein hellgraues, plattig brechendes, mittel- bis grobkörniges, mitunter flaseriges und meist mehrere cm-, seltener dm-mächtig geschiefertes Gestein. Er ist kaum gefaltet, ziemlich homogen und reagiert auf tektonische Beanspruchung eher spröde.

Nach seinem Gefüge ist der Muskovitgranitgneis eigentlich mehr ein typischer Gneis und nur selten einem Granitgneis ähnlich. Die Feldspatprossung verleiht ihm fallweise ein flaserig-schiefriges Gefüge.

Die Hauptgemengteile des Muskovitgranitgneises sind Plagioklas, Quarz und Muskovit.

Als Nebengemengteile kommen Kalifeldspat, Serizit, Biotit und Chlorit vor.

Akzessorisch sind Granat, Apatit, Klinozoisit, Epidot, Turmalin und Erze zu finden.

Innerhalb der Muskovitgranitgneise sind tektonisch stark beanspruchte, anscheinend an Störungszonen eingeschleppte, phyllitische Glimmerschiefer und stark aufgearbeitete Gneise eingelagert. Es sind hauptsächlich hellgraue bis weiße, mechanisch zertrümmerte und z. T. wieder verfestigte Gesteine, die Brocken von nicht aufgearbeiteten Muskovitgranitgneisen und Glimmerschiefern beinhalten.

Die Grenze zwischen den Glimmerschiefern und der Feldspatknottengneisserie einerseits und den Muskovitgranitgneisen andererseits ist anscheinend tektonischer Natur.

Die aufgearbeitete Zone um den Muskovitgranitgneis hat eine Mächtigkeit von 10 bis 40 m und ist möglicherweise durch die Reibung der härteren Muskovitgranitgneise und der weicheren Glimmerschiefer während der Gebirgsbildung und bei der Anpressung der Silvrettamasse an die Nördlichen Kalkalpen entstanden.

### 5.3.3 Feldspatknotengneisserie

Die Feldspatknotengneisserie besteht aus deutlich feldspatreichen Gneisen, Schiefergneisen, Biotitplagioklasgneisen und mehrheitlich aus Glimmerschiefern mit gneisigen Lagen.

Da die Feldspatknotengneise einerseits durch Abnahme von Quarz und Feldspat ohne scharfe Grenze allmählich in die Glimmerschiefer und durch Abnahme von Glimmer bei gleichzeitiger Zunahme von Quarz in die quarzitischen Gneise übergehen, kann man hier von einer echten Gesteinsserie sprechen, während die anderen Serien mehr eine Gesteinsmischung einer Tunnelstrecke darstellen.

Der Wechsel der einzelnen Gesteinstypen findet auch im Tunnel im kleinsten Raum statt. Daher konnte eine petrographische Unterteilung kartenmäßig nicht bewerkstelligt werden. Der Versuch, die Serie nach glimmerreichen und gneisigen Bereichen mit einer Übersignatur zu trennen, ist unvollständig.

Die Feldspatknotengneise sind mittelgraue, wellig bis plattig brechende, mm- bis cm-mächtig geschieferte Gesteine mit mehr oder weniger deutlicher Feldspatsprossung, die eine flaserige Textur bewirkt.

Allgemein ist ein rasches Wechseln der härteren, quarz- bzw. feldspatreichen und den dünn geschieferten, glimmerreichen Lagen zu beobachten.

Die Hauptgemengteile der Feldspatknotengneise sind Quarz, Feldspat (Plagioklas), Biotit und Muskovit.

Als Nebengemengteile kommen Granat, Chlorit, Serizit und Staurolith vor, Akzessorisch findet man Zirkon, Rutil, Apatit, Turmalin, Titanit, Kalzit, Epidot und sulfidische Erze.

### 5.3.4 Hangschutt- und Murenmaterial

Die Überlagerungsstrecke beim Vortunnel-Ostportal besteht in erster Linie aus dicht gelagertem Murenmaterial und nur untergeordnet aus geringmächtigem Hangschutt.

Das Hangschuttmaterial beinhaltet grobes, eckiges und locker gebundenes Schuttblockwerk in verschiedener Größe. Das Bindemittel ist sandig. Das Murenmaterial ist feiner; das Bindemittel wird aus scharfkantigen Grob-, Mittel- und Feinkiesen und aus glimmerreichen Sanden und Tonen gebildet. Die Komponenten sind ausschließlich kristallinen Ursprungs.

In der Mure wurden Ast- und Baumreste von Lärchen gefunden, die etwa vor 9000 Jahren verschüttet worden sind. Die Baumreste waren im feinen, wasserundurchlässigen Ton eingebettet.

## 5.4 Gesteinslagerung und Tektonik

Die Schieferungsflächen fallen allgemein mittelsteil bis steil nach SSE bis SSW ein. Während im Vortunnel ein mittelsteiles SSE bis S-Einfallen der s-Flächen vorherrscht, ist im Haupttunnel nach Westen hin ein steiles bis sehr steiles Einfallen nach Süden bis SSW festzustellen. Stellenweise fallen hier die s-Flächen sehr steil nach N bis NNE ein.

Bei den Klüften dominieren mehrere Kluftrichtungen:

- 1) Die mittelsteil bis steil nach SW einfallenden Klüfte, die auch die Christoph-Furche bilden, sind am häufigsten zu beobachten.
- 2) Die Ost-West-streichenden, mehr oder minder schieferungsparallelen Klüfte, die besonders im Haupttunnel dominieren und abwechselnd nach S oder N einfallen.
- 3) Die Nord-Süd-streichenden Klüfte fallen mehrheitlich mittelsteil bis steil nach E ein und sind überall anzutreffen.
- 4) Die flach nach S einfallenden Kluftscharen sind im mittleren Bereich des Haupttunnels auffallend häufig.

Der Bewegungssinn der Harnischflächen und Mylonite ist nicht immer zu erkennen. Bei der Ost-West-streichenden Klüftung ist meist eine Absenkung der Südseite zu beobachten. Bei den flach nach S einfallenden Kluftscharen wurde der Hangenteil nach N aufgeschoben. Bei den anderen Klüften ist keine klare Tendenz zu ersehen.

Die Nord-Süd-streichenden Klüfte weisen eine ältere und eine jüngere Kluftgeneration auf.

## 6. Vortunnel

### 6.1 Tunnelstreckenbeschreibung

Im Vortunnel wurde ein Gesteinspaket von etwa 1800 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Die Gesteinsarten reichen von den phyllitischen und quarzitischen Glimmerschiefern bis zu den Feldspatknoten- und Muskovitgranitgneisen. Außerdem wurde beim Ostportal der Hangschutt und eine Mure durchörtert.

Die angetroffenen Gesteinsarten von Osten nach Westen:

- Baustation 0 – 124 m: Hangschutt und Mure (Überlagerungsstrecke)
- Baustation 124 – 1920 m: Serie der phyllitischen und quarzitischen Glimmerschiefer mit Chloritschieferlinsen (1250 m mächtig).
- Baustation 1920 – 2300 m: Muskovitgranitgneise mit tektonisch zerlegten Gesteinen und phyllitischen Glimmerschiefern (200 m mächtig).
- Baustation 2300 – 3567 m: Feldspatknotengneissserie mit glimmerigen und gneisigen Bereichen (350 m mächtig).

Der Vortunnel begann mit der 124 m langen Hangschutt- und Murenstrecke. Die Überlagerungsstrecke besteht in erster Linie aus dicht gelagertem Murenmaterial und nur in den oberflächennahen Bereichen aus grobem und lockerem Hangschuttblockwerk.

In der Mure wurden zwischen den Baustationen 78 und 98 m mehrere aufrechtstehende Baumstämme gefunden, die einen Durchmesser bis zu einem Meter hatten. Die Bäume waren im feinen, wasserundurchlässigen Ton eingebettet und sahen daher erstaunlich frisch aus. An den Stämmen war noch die Borke erhalten. In der Umgebung der Bäume wurden Reste von Ästen gefunden.

Bei den Bäumen handelt es sich um *Larix decidua* (Dr. H. HILSCHER, Botanisches Institut der Universität Innsbruck), die etwa vor 9000 Jahren durch eine Mure verschüttet wurden.

Die untersuchten Baumstämme sind  $9331 \pm 60$ , sowie  $9458 \pm 63$  Jahre alt (Institut für Umweltp Physik der Universität Heidelberg, Kennnummer der Proben 4206–3413 bzw. 4207–3414). Die Lärchen selbst hatten ein Alter von fast 400 Jahren erreicht.



Nach der Überlagerungsstrecke wurden recht dünnblättrige, phyllitische Glimmerschiefer, die an den Klufflächen schwache Verwitterungsmerkmale aufwiesen, angetroffen. Nach etwa 10 m verschwanden die Verwitterungserscheinungen, das Gestein war gesund.

Zwischen den Baustationen 315–375 m herrschten stark quarzitisches Glimmerschiefer vor. Ebenso in den Bereichen Baustation 450–570 m und Baustation 940–980 m. Dazwischen waren dünnblättrige, z. T. phyllitische Glimmerschiefer mit mehr oder weniger Granat.

Der Bereich bis Baustation 1000 m wurde ziemlich problemlos bewältigt, nur Baustation 640–710 m, wo stark zerlegte Glimmerschiefer und Chloritschiefer mit schieferungsparallelen Bewegungsbahnen angetroffen wurden, hemmte den Vortrieb.

Zwischen den Baustationen 1000–1200 m verschlechterten sich die Gebirgsverhältnisse zunehmend, wobei hier der Wechsel verschieden harter Gesteine besonders unangenehm war. Zum ersten Mal wurden breite, schieferungsparallele Störungszonen mit dm-mächtigen, zerriebenen Bereichen aufgefahren. Teilweise bestand die ganze Brust aus tektonisch aufgearbeiteten Gesteinen.

Ausgeprägte Störungszonen mit stark zerlegten und überprägten Glimmerschiefern kamen in der weiteren Folge zwischen Baustation 1310–1360 m und Baustation 1410–1420 m vor.

Ab Baustation 1500 m wird der einseitige, südliche Druck, wenn auch minderer Intensität, immer augenfälliger, vor allem zwischen Baustation 1600–1880 m.

Bis Baustation 1920 m wurde die Glimmerschieferserie mit wechselnder Beschaffenheit aufgefahren. Härtere und mächtiger geschieferte, quarzitisches Lagen wechselten mit dünnblättrigen und weicheren, glimmerreichen Bereichen.

Die Muskovitgranitgneisserie war wesentlich härter und besser zu beherrschen als die Glimmerschieferserie.

Innerhalb der Muskovitgranitgneise sind bei Baustation 1960 bis 1990 m, sowie zwischen Baustation 2160–2180 m tektonisch stark beanspruchte, anscheinend an Störungszonen eingeschleppte, phyllitische Glimmerschiefer und stark aufgearbeitete Gneise eingelagert. Beide Störungen fallen steil nach SW.

In der Feldspatknottengneisserie sind mehrere gesteinsbedingte Abschnitte zu unterscheiden: Zwischen Baustation 2300–2500 m und Baustation 2570–2930 m dominieren die Glimmerschiefer mit den gneisigen Lagen. Der Bereich von Baustation 2500–2560 m ist biotit- und platioklasbetont, während zwischen Baustation 3000–3235 m die Granatglimmerschiefer vorherrschen. Die restliche Strecke (Baustation 3245–3567 m) besteht aus einer Mischung von Feldspatknottengneisen und Glimmerschiefern, wobei der Wechsel der gneisigen und glimmerigen Lagen auffällig ist.

An vier Stellen (Baustation 2560–2570 m; 2700–2710 m; 2930–3000 m und 3235–3245 m) sind Störungszonen mit tektonisch stark beanspruchten und in Richtung der Störung verstellten, phyllitischen Glimmerschiefern zu beobachten. Die erstgenannten zwei Störungen fallen steil nach W ein. Die dritte Störungzone beginnt s-parallel und dreht bei Baustation 2950 m langsam nach W. Die vierte fällt steil nach E ein.

## 6.2 Gesteinslagerung und Tektonik

### 6.2.1 Gesteinslagerung

Im Vortunnel wurden während des Vortriebes rund 1000 Schieferungsmessun-

gen durchgeführt. Die Auswertung aller Meßergebnisse brachte ein Maximum bei Südost bis Süden mit 45 bis 70 Grad Einfallswinkel. Hier lagen ein Drittel aller Messungen.

Der Vortunnel wurde in drei Abschnitte mit etwa gleicher Anzahl Messungen eingeteilt. Im ersten Abschnitt fallen die s-Flächen mehr nach SSE, nach Westen gehend, mehr in Richtung Süden bis SSW ein.

Nach Abschnitten bot sich das folgende Bild:

- Baustation 124–1000 m  
Die Schieferungsflächen fallen meist nach S bis SSE mit 50–70° ein. Eine schwache Streuung nach SSW bis S und einige Male auch Nordeinfallen sind zu beobachten. Der Einfallswinkel beträgt minimal 40° und maximal 85°.
- Baustation 1000–2000 m  
Die s-Flächen fallen allgemein 160–190/50–70 ein. Das Maximum der Polpunkte verschiebt sich gegenüber dem ersten Abschnitt leicht nach Westen. Nordeinfallen ist nicht vorhanden. Der Einfallswinkel beträgt minimal 30° und maximal 80°.
- Baustation 2000–3567 m  
Das Maximum der s-Flächen liegt im Süden mit Abweichungen nach SSE und SSW. Der Einfallswinkel ist meist zwischen 45 und 60°, die Streuung liegt zwischen 20 und 85°. Eine deutliche Verflachung des Einfallswinkels ist hier festzustellen. Bedingt durch die tektonischen Verstellungen sind bereichsweise Westeinfallen der s-Flächen zu beobachten. Nordeinfallen wurde nicht registriert.

#### 6.2.2 B-Achsen und Lineationen

Im Vortunnel wurden relativ wenig B-Achsen beobachtet. Die eingemessenen B-Achsen sind meistens Kleinfaltungen im dm-Bereich.

Es dominieren die flach (10–20°) nach Osten bzw. Westen eintauchenden Falten mit einer geringen Streuung. Diese B-Achsen entsprechen der Anlage der Gebirgsbewegung von Süden nach Norden.

Eine deutliche Lineation an den s-Flächen ist nicht zu erkennen. Lineationen sind nur an den Harnischflächen und Störungszonen vorhanden.

#### 6.2.3 Klüfte und Bewegungsbahnen

Es wurden rund 500 Klüfte und 200 Harnische und Mylonite eingemessen. Die Auswertung aller Meßergebnisse zeigt, daß die meisten Klüfte steil nach SW oder SE mit einer Streuung von W bis ESE einfallen. Eine andere Kluftchar fällt steil nach NE ein. Der Einfallswinkel der Klüfte beträgt im allgemeinen 65–80°. Flache Klüfte wurden selten beobachtet.

Die Einfallrichtungen der Harnischflächen und Mylonite haben ein Häufigkeitsmaximum im SW mit Abweichungen nach WSW bis SSE bei einem Einfallswinkel von 60–85°. Einige wenige Bewegungsbahnen fallen mittelsteil bis steil nach N bzw. NE bis Osten ein.

Auf die einzelnen Abschnitte verteilt, ergibt sich das folgende Bild:

- Baustation 124–1000 m  
Hier dominieren die steilen und mittelsteilen, nach SW und SE einfallenden Klüfte mit Abweichungen von W bis E. Seltener sind steil nach NE einfallende Kluftchar zu beobachten.  
Die Anzahl der Bewegungsbahnen in diesem Abschnitt ist gering. Ein deutliches Maximum zeigt steil nach SW und sehr steil nach NE.

- Baustation 1000–2000 m  
In diesem Bereich ist eine Zunahme der Bewegungsbahnen gegenüber der Klüftung festzustellen. Bei den Klüften ist eine größere Streuung als vorher zu beobachten. Die meisten Klüfte fallen nach SW, NE und S ein. Die Streuung reicht von W bis S und von N bis E. Auffallend wenig Klüfte fallen nach SE ein, wo im ersten Abschnitt ein Maximum war. Bei den Harnischflächen und Myloniten ergibt sich ein mittelsteil bis steil nach S gerichtetes Maximum mit Abweichungen von SSW bis S, sowie Scharen, die sehr steil nach N bis NE einfallen.
- Baustation 2000–3567 m  
Hier ist die Klüftung wieder ausgeprägter als die Harnischflächen und Mylonite. Bei den beobachteten Klüften herrschen drei Richtungen vor, und zwar die steil nach W, SW und ENE einfallen. Die Streuungen reichen von W bis S und N bis NE. Auch in diesem Bereich sind die SE-Klüfte selten. Das Maximum der Harnischflächen und Mylonite ist im W und im S.

### 6.3 Bergwasser

Die Wasserschüttung des gesamten Vortunnels ist sehr gering. Nach Abschluß der Betonierarbeiten wurde eine Gesamtschüttung unter 2 l/sec gemessen.

Wohl waren während des Vortriebes an einigen Stellen anfangs größere Wasserzuflüsse zu registrieren, die später vertrockneten.

Die Überlagerungsstrecke war mehr oder minder bergfeucht. Vor allem am Anfang des Tunnels waren größere Tropfstellen zu beobachten, deren Schüttung nach Jahreszeiten wechselte.

Im Bereich der Glimmerschieferserie war der Tunnel allgemein bergfeucht mit einzelnen Tropfstellen. Bei geringer Überlagerung (30–100 m) war mehr Tropfwasser zu registrieren als bei der durchschnittlichen (250–330 m). Die größte Wasserschüttung wurde bei Baustation 270 m mit 12 l/sec gemessen.

In der Muskovitgranitgneisserie ist der Tunnel bergfeucht. An den Grenzen zu den Glimmerschiefern wurden mehrere Tropfstellen festgestellt, die aber keine meßbaren Wassermengen führten.

In der Feldspatknottengneisserie sind besonders an Klüften unter den Grabeneinschnitten kleinere und größere Tropfstellen, die z. T. Oberflächenwasser bringen, zu beobachten. Die Überlagerung beträgt hier 40 bis 150 m.

Um die Betonaggressivität der Wässer festzustellen wurden bei Baustation 2050 m und 2750 m Wasserproben entnommen und im Institut für Hygiene der Universität Innsbruck untersucht (Prot. Nr. 3129/76/2 und 3129/76/3). Die Proben hatten eine Gesamthärte von 1,0–1,11; pH-Wert von 9,18–9,8;  $\text{SO}_4$ -Gehalt von 12–25,5 mg/l und MgO-Gehalt von 1,3 mg/l.

Die untersuchten Wasserproben ergaben keine Betongefährdung.

### 6.4 Verwitterung und Grad der Zerlegung

Die Gesteinsverwitterung spielt im Vortunnel kaum eine Rolle. Lediglich in den ersten 10 m der Felsstrecke nach der Mure und beim Westportal auf einigen Metern konnte man Gesteinsverwitterung beobachten.

Im Ostportalbereich waren die phyllitischen Glimmerschiefer, sowohl der Schieferung nach, wie an den Klüften einige Meter lang angewittert. Im Westportalbereich waren die Verwitterungserscheinungen nur an den Klüften und Harnischflächen geringmächtig zu erkennen. Eine tiefgreifende Gesteinszersetzung wurden nirgends festgestellt.

Eine wesentlich wichtigere Rolle spielte der Grad der Gesteinszerlegung (GdZ), der eine subjektive Einteilung des Gebirges darstellt. Die Einteilung erfolgte gleich vor Ort, die Merkmale der einzelnen Stufen sind im Absatz 5.2 beschrieben.

Danach wurde die 3443 m lange Felsstrecke des Vortunnels wie folgt aufgeteilt:

minimal bis schwach	2036 m (57,1 % des gesamten Vortunnels)
mäßig	1156 m (32,4 %)
stark	251 m ( 7,0 %)

Dabei muß vor Augen gehalten werden, daß die westliche Strecke von Baustation 1796–3567 m aufgrund der günstigeren Verhältnisse im kleinen Firststollen beurteilt wurde.

Nach einzelnen Abschnitten bewertet ist der Bereich zwischen Baustation 1000–1500 m am stärksten beansprucht. Über 20 % dieser Strecke sind stark zerlegt.

In den Bereichen zwischen Baustation 124–1000 m und 2500–3567 m haben etwa drei Viertel der Strecke minimalen oder schwachen Zerlegungsgrad und die starke Gesteinszerlegung liegt unter 10 %.

Der Abschnitt Baustation 1500–2500 m ist der gesteinsmäßig günstigste Bereich des Vortunnels. Hier sind lediglich 12 % der Strecke mäßig und nur 6 m stark zerlegt.

### 6.5 Gebirgsbewegungen

Die Gebirgsbewegungen wurden vorwiegend mit Konvergenzmessungen erfaßt. Das ist die billigste und schnellste Methode, die Gebirgsbewegungen bzw. die Gebirgsspannung auf längere Strecken effektiv zu messen.

Im gesamten Vortunnel (Südröhre) wurden 110 Meßstellen und 6900 Messungen (durchschnittlich 63 Messungen je Meßstelle) durchgeführt. Dazu kommen noch 15 Meßstellen mit 262 Messungen in der Nordröhre.

Die Meßstellen wurden bei schlechten Gebirgsverhältnissen in 20 m Entfernung, im guten Gebirge in Abständen von 50 m gesetzt.

Nach der Größe der Streckenverkürzung kann man den Vortunnel in folgende Abschnitte einteilen:

Baustat.	0– 590 m	unter 25 mm, selten bis 50 mm
Baustat.	590– 950 m	zwischen 25 und 50 mm
Baustat.	950–1360 m	zwischen 80 und 120 mm, Spitze bei 170 mm
Baustat.	1360–1670 m	zwischen 25 und 50 mm
Baustat.	1670–3000 m	unter 25 mm, selten bis 50 mm
Baustat.	3000–3050 m	zwischen 25 und 50 mm
Baustat.	3050–3567 m	unter 25 mm

Der Bewegungsablauf (Konvergenzkurve) zeigt, daß die meisten Bewegungen nach dem Ausbruch der Kalotte und später beim Reißen der Strosse gemessen werden. Zwischen dem Ausbruch der Kalotte und der Strosse findet eine Beruhigung (Abflachung der Kurve) statt.

Im überwiegenden Teil des Vortunnels, vor allem wo der Firststollen bereits eine Gebirgsspannung gebracht hat, ist nach einem Monat die Beruhigung eingetreten.

Allgemein ist die Konvergenzverkürzung im Kalottenbereich größer als im Strossenbereich. Es gibt einige wenige Ausnahmen.

Im Bereich der großen Bewegungen zwischen Baustation 950–1360 m trat die Beruhigung erst nach 3 bis 4 Monaten ein und im letzten Monat vor der Innengewölbebetonierung wurden noch immer 5–10 mm Streckenverkürzung gemessen. Trotzdem wurden im Innengewölbe bis Sommer 1978 keine Beschädigungen, die auf Gebirgs-



druck zurückzuführen wären, beobachtet. Anscheinend wurden die letzten Reste der Gebirgsentspannung mit dem Innenring abgefangen.

Ein regelmäßiges Beobachten, aber vor allem das Messen der Druckdosen können über den weiteren Verlauf der Spannungszustände im Gebirge Aufschluß geben und sollen jährlich durchgeführt werden.

#### 6.6 Gebirgsdruck- und -entspannungserscheinungen

Die Gebirgsdruckerscheinungen werden am leichtesten am Außengewölbe registriert. Sind die Gebirgsdrücke besonders kräftig, werden sie bereits knapp nach dem Abschlag beobachtet. Diese schweren Gebirgsdruckerscheinungen waren im Vortunnel nicht vorhanden.

Hier konnte man zwei Arten feststellen:

- 1) Nachbrechen und Abplattung des Gesteins, meist als Überprofil erkennbar.
- 2) Risse im Spritzbeton und das Schließen der Bewegungs- oder Dehnfugen, sowie Deformation der Ankerköpfe.

Natürlich mußte man bei der Bewertung der Druckerscheinungen die Abschlagstiefe und den Ausbauwiderstand in Betracht ziehen. So war z. B. bei kleineren Abschlagstiefen mit Bogenabständen von 1 m die Gefahr eines Überprofils bei gleichen Gebirgsverhältnissen geringer als bei längeren Abschlügen.

Das Nachbrechen und die Abplattung des Gesteins ist nur in den standfesten Gesteinsarten als eine Folge des Gebirgsdruckes (Bergschlag) anzusehen. Die dünnblättrigen Gesteine sind bereits beim Ausbrechen des Tunnels nachbrüchig, Besonders dann, wenn die Tunnelachse und das Streichen der Schieferung oder der Klüftung einen flachen Winkel einschließen. Im Tunnel bedeutete das, daß sich im südlichen Kämpferbereich und in der Firste die Ausbrüche häuften.

Im Firststollen konnte man, bedingt durch die Geometrie der Schieferung und

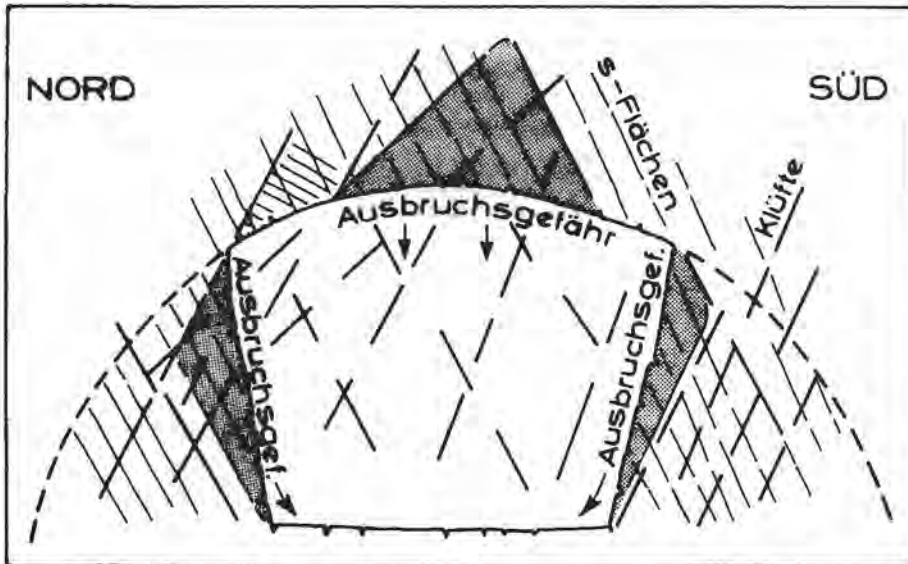


Abb: 2

der Klüftung in den ungesicherten Ulmen beidseitig Abplattungen und Nachbrüche beobachten, die auf die Entspannung und auf das Einwirken des Wassers und der Luftfeuchtigkeit zurückzuführen sind (Abb. 2).

Beschädigungen im Spritzbeton (vorwiegend Risse) wurden an folgenden Stellen beobachtet:

- Baustat. 220–250 m auf der Südseite
- Baustat. 975–1200 m auf der Südseite, z. T. Nordseite und Firste
- Baustat. 1480–1530 m auf der Südseite, auch an der Nordseite
- Baustat. 1600–1780 m auf der Südseite (geringfügig)
- Baustat. 2920–2940 m auf der Nordseite
- Baustat. 2940–3000 m im Gesamttunnelbereich kleine Risse

Stärker beanspruchte Ankerköpfe wurden in den Bereichen der Baustat. 975–1040 m; 1180–1220 m und 1360–1420 m gesichtet.

Aufgrund der festgestellten Beschädigungen kann man die Strecke zwischen Baustation 975 und 1530 m mit einigen Ausnahmen als den druckhaftesten Bereich im gesamten Vortunnel bezeichnen.

Standfestigkeit der Gesteine im Vollprofil:

- Baustat. 124–975 m nachbrüchig
- Baustat. 975–1800 m gebräch bis leicht druckhaft
- Baustat. 1800–2940 m nachbrüchig
- Baustat. 2940–3040 m gebräch bis leicht druckhaft
- Baustat. 3040–3567 m nachbrüchig.

Insgesamt waren 2518 m oder 70,5 % der Strecke nachbrüchig und 925 m oder 26 % gebräch bis leicht druckhaft. Das entspricht mit etwa 10 % Verschiebung den Gebirgs-  
güteklassen III (59,5 %) und GGKl. IV (37 %).

## 7. Haupttunnel–Ost

### 7.1 Tunnelstreckenbeschreibung

Im 5096 m langen Haupttunnel–Ost wurde ein Gesteinspaket von etwa 400 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Bedingt durch die Trassenführung und das Streichen der s-Flächen, aber auch durch tektonische Verstellungen wurden einige Gesteinspakete zwischen dem Ostportal und Baustat. 2200 m mindestens zweimal aufgefahren.

Ähnlich wie im Vortunnel werden die gleichartigen Gesteine zu Serien zusammengefaßt.

Die angetroffenen Gesteinsarten von Osten nach Westen:

- Baustation 0–800 m  
Feldspatknottengneisserie mit glimmerigen und gneisigen Lagen (230 m mächtig)
- Baustation 800–1080 m  
Phyllitische Glimmerschiefer und Gneise als Randgesteine des Muskovitgranitgneises (65 m mächtig).
- Baustation 1080–1760 m  
Muskovitgranitgneisserie (125 m mächtig)
- Baustation 1760–1900 m  
Phyllitische Glimmerschiefer und Gneise als Randgesteine des Muskovitgranitgneises.

- Baustation 1900–2120 m  
Muskovitgranitgneisserie (durch tektonische Verstellung wieder sichtbar).
- Baustation 2120–2200 m  
Phyllitische Glimmerschiefer und Gneise als Randgesteine des Muskovitgranitgneises
- Baustation 2200–5096 m  
Feldspatknottengneisserie mit glimmerigen und gneisigen Lagen (100–120 m mächtig, bereits früher durchörtert).

Die Feldspatknottengneisserie besteht am Anfang des Haupttunnels aus Feldspatknottengneisen, quarzitischen Feldspatknottengneisen, aus Glimmerschiefern mit gneisigen und quarzitischen Lagen, Granatglimmerschiefern und tektonisch überprägten, sehr dünnblättrigen, phyllitischen Glimmerschiefern.

In der Feldspatknottengneisserie sind an zwei Stellen Störungszonen mit tektonisch überprägten Gesteinen zu verzeichnen. Die Störungszone bei Baustation 410 m ist nur etwa 1 m breit und die Gesteine zwischen den Harnischflächen sind stark aufgearbeitet und nach Osten verstellt. Zwischen den Baustationen 605 und 620 m sind phyllitische Glimmerschiefer ohne wesentliche Verstellung der Schieferungsflächen zu beobachten. Bereichsweise treten hier s-parallele Harnische und Mylonite auf. Bei der Aufweitung des Richtstollens sind typische Überprofile und Nachbrüche entstanden (Abb. 3, 4).

Die den Muskovitgranitgneisstock umhüllende Glimmerschieferserie beginnt mit dünnblättrigen, phyllitischen Glimmerschiefern, in denen häufig s-parallele Mylonite vorkommen. Ab Baustation 900 m werden die dünnblättrigen Glimmerschiefer von mächtiger geschieferten, quarzitischen Glimmerschiefern und z. T. von Quarziten, sowie von Gneispaketen abgelöst. Der Übergang zu den Muskovitgranitgneisen ist allmählich.

Die Muskovitgranitgneisserie ist die baueologisch und felsmechanisch beste Strecke im gesamten Arlberg-Haupttunnel.

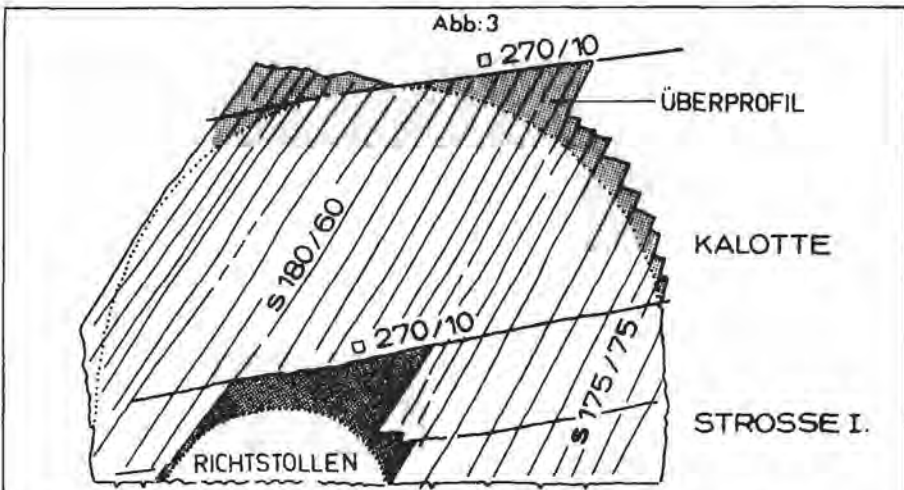
Zwischen den Baustationen 1080 und 1630 m wurden mehr oder minder mächtig (cm bis dm) geschieferte, mittel- bis grobkörnige Muskovitgranitgneise, stellenweise mit dünnblättrigen und glimmerigen Lagen angefahren.

Zwischen den Baustationen 1550 und 1575 m wurden anscheinend an Störungen gebundene, massige bis schwach geschieferte, tektonisch stark zerlegte Chloritfelsen bis Chloritschiefer angetroffen. Die s-Flächen der Chloritgesteine, soweit sie vorhanden waren, verliefen fast senkrecht auf die normale Schieferung. Die tektonische Position der Gesteine war nicht ganz klar zu ersehen. Es wird eine linsenartige Lagerung vermutet.

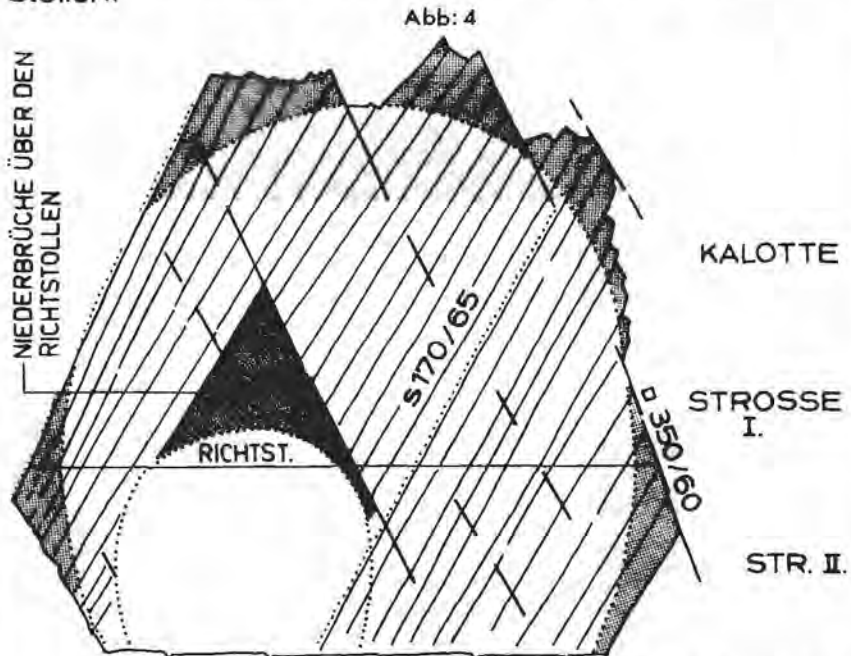
Ab Baustation 1610 m beginnt eine ausgeprägte, tektonisch zerlegte Zone. Die Muskovitgranitgneise sind stark zermürbt oder zermahlen. Daneben kommen sehr dünnblättrige, wild verfaltete, phyllitische Glimmerschiefer als Zwischenlagen vor.

Zwischen den Baustationen 1650 und 1670 m sind nur noch sehr dünnblättrige, tektonisch überprägte Glimmerschiefer mit Gneisbrocken zu beobachten. Anschließend bis Baustation 1760 m kamen wieder Muskovitgranitgneise, die dünnschiefbrig und stark zerklüftet waren, mit quarzreichen Lagen zum Vorschein. Diese Zone war von mehreren Kluftscharen zerlegt.

Die scharfe, tektonisch bedingte Grenze zwischen den Muskovitgranitgneisen und den phyllitischen Glimmerschiefern verlief zwischen Baustation 1760 m (im Süden) und 1780 m (im Norden).



Durch flache westeinfallende Klüfte bedingte Überprofile in der Firste und Niederbrüche über den Richtstollen.



Häufigste Überprofile, bedingt durch die Schieferung u. s-parallele Bewegungszonen, sowie durch die Klüftung.



Ab dieser Station wurden nur noch sehr dünnblättrige, steil gestellte Phyllonite mit härteren, quarzreichen Lagen beobachtet.

In den Phylloniten wurden des öfteren Granatkristalle und aufgearbeitete Gneisbrocken festgestellt. Der ursprüngliche Granatglimmerschiefer und Muskovitgranitgneis wurden durch tiefgreifende tektonische Vorgänge zerlegt. Der härtere Muskovitgranitgneis hat den weicherer Glimmerschiefer im Grenzbereich aufgerieben.

Im oben beschriebenen Bereich mußte der Richtstollen, aufgrund der geologischen Schwierigkeiten aufgegeben werden. Die zur Sicherung des Stollens notwendigen Stützmaßnahmen hätten ein Vielfaches der vorgeschriebenen Mittel überschritten. Außerdem war die Auflockerungszone zu groß. Man hätte für den später ausgebrochenen Tunnel schlechte Gebirgsbedingungen (Auflockerung der südlichen Ulmbereiche) geschaffen.

Die Strecke Baustation 1760–1860 m wurde zuerst nur in der Kalotte ausgebrochen. Sie war tektonisch stark zerlegt; mehrere s-parallele Störungen wurden angetroffen. Hier mußte später überfirstet werden, weil das notwendige Profil wegen der Größe der Bewegungen nicht mehr vorhanden war.

Bei Baustation 1900 m wurden wieder die Muskovitgranitgneise, die durch eine Verwerfung in südlicher Richtung versetzt waren, angetroffen. Im unmittelbaren Störungsbereich waren die Muskovitgranitgneise tektonisch zerlegt. Die Muskovitgranitgneisserie reichte auf der Südseite des Tunnels bis Baustation 2100 m, auf der Nordseite bis Baustation 2140 m.

Die anschließende Störungszone, bestehend aus phyllitischen Glimmerschiefern und Muskovitgranitgneisen endete bei Baustation 2165 m, die sehr dünnblättrigen Glimmerschiefer bei Baustation 2200 m.

Bis zur Baulosgrenze wurde dann eine ziemlich eintönige Feldspatknotengneisserie mit glimmerigen und gneisigen Bereichen aufgefahren.

Tektonisch stark überprägte, phyllitisch anmutende Glimmerschiefer, begleitet von s-parallelen Bewegungsbahnen wurden bei den Baustationen 2340 bis 2380 m und 4400 bis 4480 m angetroffen.

Ausgeprägte s-parallele Bewegungsbahnen, die in die eintönige Formation eine gewisse, für den Tunnelbau aber sehr unangenehme Abwechslung brachten, wurden bei den Baustationen 2100 bis 2400 m; 2650 bis 2800 m und 3900 bis 5096 m festgestellt. Die Intensität der Bewegungsbahnen (Breite der Mylonite, Ausprägung der Harnischflächen) war sehr unterschiedlich.

SW- bis SSW-einfallende Störungen mit Verstaltungen der s-Flächen wurden zwischen Baustation 2800 bis 2825 m und bei Baustation 3350 m beobachtet.

Im Haupttunnel-Ost sind 6 Abstelnischen und die Kaverne Maienwasen zur Ausführung gekommen. Die geologische Situation der planmäßig ausgeführten Abstelnischen war – wie auch im Vortunnel – nicht gerade optimal. Es war eine Ironie des Schicksals, daß alle Abstelnischen des östlichen Bauloses in schlechteren Gebirgsverhältnissen zu liegen kamen als die Strecken davor und dahinter. Die Gebirgsverhältnisse in der Kaverne Maienwasen wiederum müssen als ausgesprochen günstig bezeichnet werden.

## 7.2 Gesteinslagerung und Tektonik

### 7.2.1 Gesteinslagerung

Im Haupttunnel-Ost wurden während des Vortriebes fast 2000 Schieferungsflä-

chenmessungen vorgenommen. Die Auswertung aller Meßergebnisse brachte ein Maximum bei 190/60. Über die Hälfte der Messungen lagen im Bereich 170–190/50–70.

Der Haupttunnel–Ost wurde in 5 Abschnitte mit etwa gleicher Anzahl Messungen eingeteilt. Die s-Flächen fallen im östlichen Bereich mehr nach SSE ein. In den mittleren Abschnitten ist eine Drehung nach W, etwa in Richtung S bis SSW und auch Nord-einfallen zu verzeichnen. Zum Westbaulos hin wird ein Südeinfallen mit leichter Schlangebewegung festgestellt.

Nach Abschnitten bot sich das folgende Bild:

- Baustation 0–1000 m  
Die Schieferungsflächen fallen allgemein (Maximum) nach 170–180/50–65, also mittelsteil nach S bis SSE ein. Der Einfallswinkel ist minimal 30° und maximal 85°.
- Baustation 1000–2000 m  
Die s-Flächen fallen allgemein nach 180–200/50–70, also mittelsteil nach S bis SSW ein. Es ist eine große Streuung der s-Flächen sowohl in Richtung wie auch in bezug auf den Einfallswinkel festzustellen. Einige wenige s-Flächen fallen sogar nach N ein.
- Baustation 2000–3000 m  
Die s-Flächen fallen allgemein nach S bis SW mit 50–85° ein. Es ist ein Steilerwerden der s-Flächen festzustellen, das Nordeinfallen der Schieferungsflächen wird häufiger. Die Streuung liegt von SSE bis SW bzw. NE bis NNW.
- Baustation 3000–4000 m  
Das Maximum der s-Flächen liegt bei 180–200/60–85. Allgemein ist das Einfallen recht steil, das Nordeinfallen häufig (von NNE verlagert sich mehr nach N bis NNW). Die Streuung ist geringer geworden.
- Baustation 4000–5096 m  
Das Maximum der s-Flächen liegt bei 170–190/60–80, also steil nach S. Die Streuung reicht von SE bis SSW bzw. NNE bis NW, die des Einfallswinkels von 30 bis 90 Grad.

### 7.2.2 B-Achsen und Lineationen

Im Haupttunnel–Ost wurden relativ wenig meßbare Faltungsachsen beobachtet. Meistens sind es Faltungen im dm-Bereich.

Es dominieren, wie schon im Vortunnel, die flach (10–25°) nach Osten oder nach Westen eintauchenden Falten mit einer Streuung von NE bis SE bzw. SW bis NW.

Im Kleinbereich konnte man nicht meß-, aber konstruierbare Falten, die flach nach N, bzw. nach S zeigen, beobachten.

Die meisten B-Achsen entsprechen der Gebirgsbewegung von Süden nach Norden. Die im Kleinbereich beobachteten Falten sind der Ost-West-Einengung zuzuschreiben.

Eine deutliche Lineation an den s-Flächen ist nicht zu erkennen. Lineationen sind nur, sehr unterschiedlich, an den Harnischflächen und an Störungszonen zu finden.

### 7.2.3 Klüfte und Bewegungsbahnen

Im Haupttunnel–Ost wurden rund 560 Klüfte und 620 Harnische und Mylonite eingemessen. Die Auswertung aller Meßergebnisse zeigt, daß die meisten Klüfte steil bis mittelsteil nach NNW einfallen. Andere Klüftscharen fallen ebenfalls steil bis mittelsteil nach ESE bis ENE bzw. WSW bis W ein.

Die Harnischflächen und Mylonite haben ein Maximum bei 170–190/70–85. Wei-

tere Häufungen sind steil bis mittelsteil im Süden und ebenfalls steil bis mittelsteil von E bis ESE bzw. im SW zu beobachten.

Sowohl die Klüfte wie auch die Harnischflächen und die Bewegungsbahnen haben eine sehr große Streuung in jeder Richtung.

In den einzelnen Abschnitten sind folgende Gefügemerkmale zu beobachten:

- Baustation 0–1000 m  
In diesem Bereich ist allgemein eine große Streuung der Klüfte und E- bis SW-einfallende Bewegungsbahnen festzustellen.  
Bei den Klüften dominieren die NW-SE-streichenden, steil bis mittelsteil nach SW bzw. NE einfallenden und die mittelsteil nach E einfallenden Trennflächen.  
Bei den Bewegungsbahnen ist das Maximum steil bis mittelsteil im Süden (mehr oder minder s-parallel), sowie sehr steil im SE bzw. NW und mittelsteil im E und SW. In diesem Bereich können wir von einer vierscharigen Zerklüftung sprechen. Die Hauptlinien streichen E-W; N-S; NW-SE und NE-SW.
- Baustation 1000–2000 m  
In diesem Bereich ist die Streuung der Klüfte kleiner. Es sind deutliche Anhäufungen im Norden und im Osten zu beobachten. Bei den Bewegungsbahnen zeichnet sich ebenfalls im Norden und im Osten eine Anhäufung ab, das deutliche Maximum liegt aber im Süden.  
Die Maxima der Klüfte liegen steil im Norden, mittelsteil im NNW und E bis ESE. Besonders stark besetzt ist der steile Bereich von NW bis SE. Die Bewegungsbahnen fallen steil nach S bzw. N, mehr oder minder s-parallel ein, sowie mittelsteil bis steil nach E. Streuungen sind NW bis N und SW bis E steil bis mittelsteil zu registrieren.  
Hier dominiert eine zweischarige, von E nach W und N nach S streichende Zerklüftung.
- Baustation 2000–3000 m  
In diesem Bereich ist die Streuung der Klüfte wieder größer, ein deutliches Maximum ist steil im Osten abzulesen. Bei den Harnischflächen und Myloniten verlagert sich das Schwergewicht in Richtung Westen. Die ausgeprägten, NNW zu SSE streichenden Trennflächen stehen mit der Bildung der Christoph-Furche in Zusammenhang. Bei den Klüften sind in erster Linie die steil nach E einfallenden, die mittelsteil nach NE, NW, SE und W einfallenden Scharen von Bedeutung.  
Bei den Bewegungsbahnen sind die Schwerpunkte bei sehr steil bis mittelsteil nach N bis NNE und S bis W. Die Streuung ist mittelmäßig. Gegenüber den vorderen Strecken ist die Hauptstreichrichtung von WSW-ESE auf NW-SE umgeschlagen.  
In diesem Bereich können wir eine besonders gut ausgeprägte, dreischarige Zerklüftung beobachten. Die Hauptlinien streichen N-S, E-W und NW-SE. Während die Klüfte nach Osten einfallen, fallen die Harnische und Mylonite hauptsächlich nach Westen ein.
- Baustation 3000–4000 m  
Hier sind mittelsteil nach E und SW einfallende Klüfte dominant. Bei den Harnischflächen und Myloniten ist eine große Besetzungsdichte im mittelsteilen bis steilen SW- bis Westbereich zu sehen.  
Bei den Klüften sind neben den oben erwähnten Richtungen, Streuungen zwischen NNE bis SE und SW bis NW, allgemein mittelsteil bis steil festzustellen. Klüfte, die nach N oder S einfallen, fehlen gänzlich.  
Bei den Bewegungsbahnen dominieren die steilen bis mittelsteilen Trennflächen von

NNE bis SSE, hauptsächlich steil angelegt, zu beobachten.

Bei der Zerklüftung ist nur eine Streichrichtung (NW zu SE) ausschlaggebend. Die Einfallrichtung wechselt von SW nach NE. Die E-einfallende Klüftung ist weniger ausgeprägt.

● Baustation 4000–5096 m

Hier ist die Streuung der Klüfte größer. Auffallend häufig sind die flach nach Süden einfallenden Klüfte. Bei den Harnischen und Myloniten sind die mittelsteilen Bereiche im Norden und im Süden, also mehr oder minder s-parallel, am meisten besetzt.

Bei den Einfallswerten der Klüfte liegt das Maximum mittelsteil zwischen NW und N. Dazu kommen noch die flachen Klüfte im Süden. Weitere Scharen sind von NE bis SE und im SW festzustellen.

Für die Zerklüftung ist, ebenso wie im vorherigen Abschnitt, eine Streichrichtung (Ost–West) ausschlaggebend.

### 7.3 Bergwasser

Die Wasserführung des gesamten Haupttunnels–Ost ist minimal. Nach Abschluß der Betonierarbeiten wurde im Ostportalbereich (die ersten 251 m, die steigend ausgebrochen wurden; der weitere Bereich war wegen westlicher Fließrichtung nicht mehr meßbar und auch zu gering) weniger als 1 l/sec. gemessen.

Im wesentlichen waren Naßflächen und schwache Tropfstellen nur bis Baustation 1700 m zu beobachten. Danach wurde noch bei Baustation 2125 m und Baustation 2530 bis 2550 m Wasser aus der Sohle austretend festgestellt.

Im Richtstollen wurden noch an mehreren Stellen relativ ausgiebige Tropfstellen, die nach Jahreszeiten schwankend 1–2 l/sec Wasser lieferten, registriert. An einzelnen Stellen mußte das Wasser gefaßt werden.

Um die Betonaggressivität der Wässer festzustellen, wurden bei Baustation 160 m und 360 m Wasserproben entnommen und im Institut für Hygiene der Universität Innsbruck untersucht (Prot. Nr. 3129/76/2). Die Proben hatten eine Gesamthärte von 5,74–6,23; pH-Wert von 7,1–7,87;  $SO_4$ -Gehalt von 13,9–15,9 mg/l und MgO-Gehalt von 8,89–10,4 mg/l.

Die untersuchten Wasserproben ergaben keine Betongefährdung.

### 7.4 Verwitterung und Grad der Zerlegung

Die Gesteinsverwitterung spielt im Haupttunnel–Ost eine unbedeutende Rolle. Nur im Portalbereich konnte man in den ersten 70 m, an Klüfte gebundene Verwitterungserscheinungen beobachten.

Eine wesentlich wichtigere Rolle spielte der Grad der Gesteinszerlegung (GdZ). Die Einteilung erfolgte gleich vor Ort; die Merkmale der einzelnen Stufen sind im Absatz 5.2 beschrieben.

Danach wurde der 5096 m lange Haupttunnel–Ost wie folgt unterteilt:

minimal bis schwach	2583 m (50,7 % der Strecke)
mäßig	1877 m (36,9 %)
stark	516 m (10,1 %)
sehr stark	120 m (2,3 %)

Die Strecke bis Baustation 1760 m (34,5 % des gesamten Haupttunnel–Ost) wurde mit dem Richtstollen aufgefahren. Daher waren in diesem Bereich für das große Profil günstigere geologische Verhältnisse, da die Beurteilung in der Kalotte vorgenommen wurde.



Nach einzelnen Abschnitten ist der Bereich von Baustation 1500 m bis 2000 m am stärksten beansprucht. Ein Drittel der gesamten Strecke ist stark bis sehr stark zerlegt.

Zwischen den Baustationen 4000 und 5096 m finden wir über 20 % stark bis sehr stark zerlegte Gesteine. 10 % des Gebirges ist zwischen den Baustationen 500 m und 1000 m sowie 2000 und 3000 m stark bis sehr stark beansprucht.

Während zwischen den Baustationen 3000 und 4000 m das Gebirge noch 2–3 % stark zerlegt ist, weisen die anderen Strecken überhaupt keinen starken Zerlegungsgrad auf.

### 7.5 Gebirgsbewegungen

Die Gebirgsbewegungen wurden im Haupttunnel–Ost, ebenso wie im Vortunnel vorwiegend mit Konvergenzmessungen erfaßt.

Im Haupttunnel–Ost (Südröhre) wurden 239 Meßstellen und 12.322 Messungen (durchschnittlich 52 Messungen je Meßstelle) durchgeführt. Dazu kommen noch 103 Messungen in der Kaverne Maïenwasen und in den Verbindungstunneln und 247 Messungen im Richtstollen, also insgesamt 12.672 Messungen im gesamten Baulos „Haupttunnel–Ost“.

Die Meßstellen wurden allgemein bei schlechten Gebirgsverhältnissen in 20 m Entfernung, im guten Gebirge in Abständen von 50 m gesetzt.

Nach der Größe der Streckenverkürzung kann man im Haupttunnel–Ost folgende Abschnitte unterscheiden:

Baustat.	0– 810 m	unter 20 mm
Baustat.	810–1000 m	zwischen 50 und 80 mm, Spitze bei 120 mm
Baustat.	1000–1170 m	unter 50 mm
Baustat.	1170–1570 m	unter 20 mm
Baustat.	1570–1730 m	unter 120 mm
Baustat.	1730–1870 m	bis 250 mm
Baustat.	1870–1950 m	unter 120 mm
Baustat.	1950–2120 m	unter 50 mm
Baustat.	2120–2200 m	zwischen 200 und 350 mm
Baustat.	2200–2385 m	unter 120 mm
Baustat.	2385–2510 m	zwischen 150 und 300 mm
Baustat.	2510–2610 m	unter 120 mm
Baustat.	2610–3355 m	zwischen 150 und 250 mm, Spitze bei 605 mm
Baustat.	3355–3500 m	unter 120 mm
Baustat.	3500–4000 m	zwischen 80 und 200 mm, Spitze bei 322 mm
Baustat.	4000–4060 m	zwischen 250 und 450 mm
Baustat.	4060–4600 m	zwischen 150 und 350 mm, Spitze bei 436 mm
Baustat.	4600–5096 m	zwischen 250 und 550 mm, Spitze bei 678 mm

Der Bewegungsablauf gestaltete sich ähnlich wie im Vortunnel. Die Konvergenzkurve zeigt, vor allem in den Bereichen, wo zwischen dem Ausbruch der Kalotte und der Strosse einige Monate verstrichen sind, daß die größten Bewegungen nach dem Ausbruch der Kalotte entstehen. Zwischen dem Ausbruch der Kalotte und der Strosse findet eine Beruhigung statt. Bei dem Abbau der Strosse wird das Gebirge wieder aktiv. Es können ähnliche Gebirgsbewegungsgeschwindigkeiten wie beim Ausbruch der Kalotte erreicht werden. Im allgemeinen sind sie aber deutlich kleiner.

Am Ende des Haupttunnel–Ost ist die Beruhigungsperiode zwischen dem Abbau der Kalotte und Strosse zu gering um eine echte Beruhigung zu bewirken.

Mit Ausnahme der Eingangsstrecke und der Muskovitgranitgneisbereiche (Konvergenzen hier bis 50 mm) sind die Bewegungen außerordentlich groß. Bewegungen mittlerer Größenordnung (bis 120 mm Verkürzung) erreichen die den Muskovitgranitgneis umhüllenden Gesteine, sowie in der Feldspatknottengneisserie die besseren Bereiche. Der Großteil der Feldspatknottengneisserie weist Konvergenzverkürzungen von 250 mm oder noch mehr auf.

Die großen Konvergenzverkürzungen im westlichen Bereich des Haupttunnel-Ostabschnittes gehen mit recht großen Tagesleistungen (6–8 m) und mit Abschlagstiefen bis zu 4 m in einer großen Kalotte Hand in Hand.

### 7.6 Gebirgsdruck- und -entspannungserscheinungen

Im Haupttunnel–Ost konnte man drei Arten von Druckerscheinungen beobachten:

- 1) Nachbrechen und Abplattung des Gesteins, meist als geologisch bedingtes Überprofil aufgezeichnet.
- 2) Risse im Spritzbeton und das Schließen der Bewegungs- oder Dehnfugen, sowie Deformation der Ankerköpfe.
- 3) Reißen der Ankerköpfe und bereichsweise Zerstörung des Spritzbetongewölbes. Überprofile sind, ähnlich wie im Vortunnel auf der gesamten Strecke mehr oder minder häufig zu beobachten. Die Häufung der Überprofile ist naturgemäß in den Strecken mit größeren Abschlagstiefen größer als in den Bereichen mit kürzeren Abschlägen. Auch die Festigkeit des Gesteins spielt eine nicht unwesentliche Rolle.

Statistisch gesehen sind in den ersten 2000 m und zwischen Baustation 4000 bis 5000 m die meisten Überprofile zu finden. Im wesentlichen hängen die geologisch bedingten Überprofile auch von der lokalen Kluffgeometrie und der Richtung der Schieferung ab.

Beschädigungen im kleineren Maßstab (Risse im Spritzbeton, Deformation der Ankerköpfe) wurden an folgenden Stellen beobachtet:

- Baustat. 260– 370 m auf der Südseite
- Baustat. 870– 910 m auf der Südseite
- Baustat. 1170–1210 m auf der Nordseite
- Baustat. 1880–1910 m mehrheitlich auf dem Südkämpfer
- Baustat. 2340–2380 m hauptsächlich in der Firse
- Baustat. 2620–3200 m auf der Südseite, seltener auf der Nordseite

Beschädigungen im größeren Maßstab (Reißen der Ankerköpfe und bereichsweise Zerstörung des Spritzbetons), die auf höhere Gebirgsdrücke hinweisen, wurden in den folgenden Bereichen beobachtet:

- Baustat. 1630–1650 m um den ganzen Tunnel
- Baustat. 1760–1860 m meist um den ganzen Tunnel (Überfirstung)
- Baustat. 2120–2200 m um den ganzen Tunnel
- Baustat. 2800–2825 m auf der Süd- und Nordseite
- Baustat. 4280–4850 m auf der Südseite, seltener auf der Nordseite

Aufgrund der gesichteten Beschädigungen kann man generell nach Westen gehend mit zunehmenden Gebirgsdrücken rechnen. Die vorher genannten Strecken waren im Haupttunnel–Ost die druckhaftesten Bereiche.

Nach der Standfestigkeit der Gesteine ist die folgende Einteilung zu treffen:

- Baustat. 0– 260 m nachbrüchig
- Baustat. 260– 380 m gebräch bis schwach druckhaft
- Baustat. 380– 800 m nachbrüchig

- Baustat. 800– 920 m druckhaft
- Baustat. 920–1170 m standfest bis nachbrüchig
- Baustat. 1170–1210 m gebräch bis schwach druckhaft
- Baustat. 1210–1630 m standfest bis nachbrüchig
- Baustat. 1630–1905 m druckhaft
- Baustat. 1905–2100 m standfest bis nachbrüchig
- Baustat. 2100–2200 m stark druckhaft
- Baustat. 2200–2780 m gebräch bis druckhaft
- Baustat. 2780–2825 m stark druckhaft
- Baustat. 2825–4000 m gebräch bis druckhaft
- Baustat. 4000–5096 m druckhaft bis stark druckhaft

Im Haupttunnel–Ost waren 1585 m oder 31,1 % der Strecke standfest bis nachbrüchig, 1305 m oder 25,6 % gebräch bis schwach druckhaft und 2206 m oder 43,3 % druckhaft bis stark druckhaft.

Auf die Gebirgsgüteklassen umgelegt sind die Bereiche mit standfesten und nachbrüchigen Gesteinen der GGKl. III (1410 m oder 27,7 %) gleichzusetzen. Die Bereiche mit gebrächen, schwach bis stark druckhaften Gesteinen sind hauptsächlich der GGKl. IV (3663 m oder 71,9 %) und nur geringfügiger der GGKl. V (23 m oder 0,4 %) zuzuordnen.

#### 8. Schacht Maienwasen

Im Schacht Maienwasen werden die Baustationen in Höhenmetern angegeben. Der Schachtkopf liegt in 1528,0 m N. N. (Teufe 0 m), der Schachtfuß bei 1314,1 m N.N. (Teufe 214 m). Davon entfallen 206 m auf den Schacht und 8 m auf die Kaverne Maienwasen.

Im Schacht wurden zuoberst die Glimmerschiefer der Feldspatknottengneisserie und ab Baustation 1383 m (Teufe 145 m) der Muskovitgranitgneis angetroffen. Die Randbereiche des Muskovitgranitgneises waren etwa 25 m mächtig und tektonisch weniger beansprucht als dies im Tunnel der Fall war.

Am Anfang durchhörte man hauptsächlich dünnblättrige, oft stark angewitterte Granatglimmerschiefer mit gneisigen Lagen. Bedingt durch das steile Einfallen der s-Flächen (teilweise auch Nordeinfallen) und einer ausgeprägten Klüftung reichte die Verwitterung fast 30 m tief. Vorwiegend waren die dünnblättrigen Glimmerlagen angewittert, während die gneisigen Lagen nur an den Klüften verwittert waren.

Anschließend stieg die Schieferungsmächtigkeit und auch die Gesteinsfestigkeit. Erst bei der Grenze zu den Muskovitgranitgneisen kamen wieder dünnblättrige, z. T. phyllitische Glimmerschiefer. Der Muskovitgranitgneis war einige cm bis dm mächtig geschiefert und plattig brechend.

Die s-Flächen fallen im oberen Bereich des Schachtes steil (teilweise nach Norden), dann mittelsteil nach Süden ein.

Hauptkluftrichtungen wurden steil nach NE bis E; SW und NW einfallend festgestellt. Allgemein ist die Streuung der Klüfte recht groß.

Die Harnische und Mylonite sind mehr oder minder s-parallel oder sehr steil nach NW bis NE gerichtet.

40 % der Gesteine waren minimal bis schwach, ebenfalls 40 % mäßig und etwa 20 % stark zerlegt. Der hohe Anteil der stark zerlegten Gesteine ist auf die tiefgreifende Verwitterung in den ersten 30 m zurückzuführen. Der Muskovitgranitgneis war durchgehend minimal bis schwach zerlegt.

Die gesamte Wasserschüttung lag bei etwa 2 l/sec, wobei eine gewisse Menge Ober-

flächenwasser mitgemessen wurde.

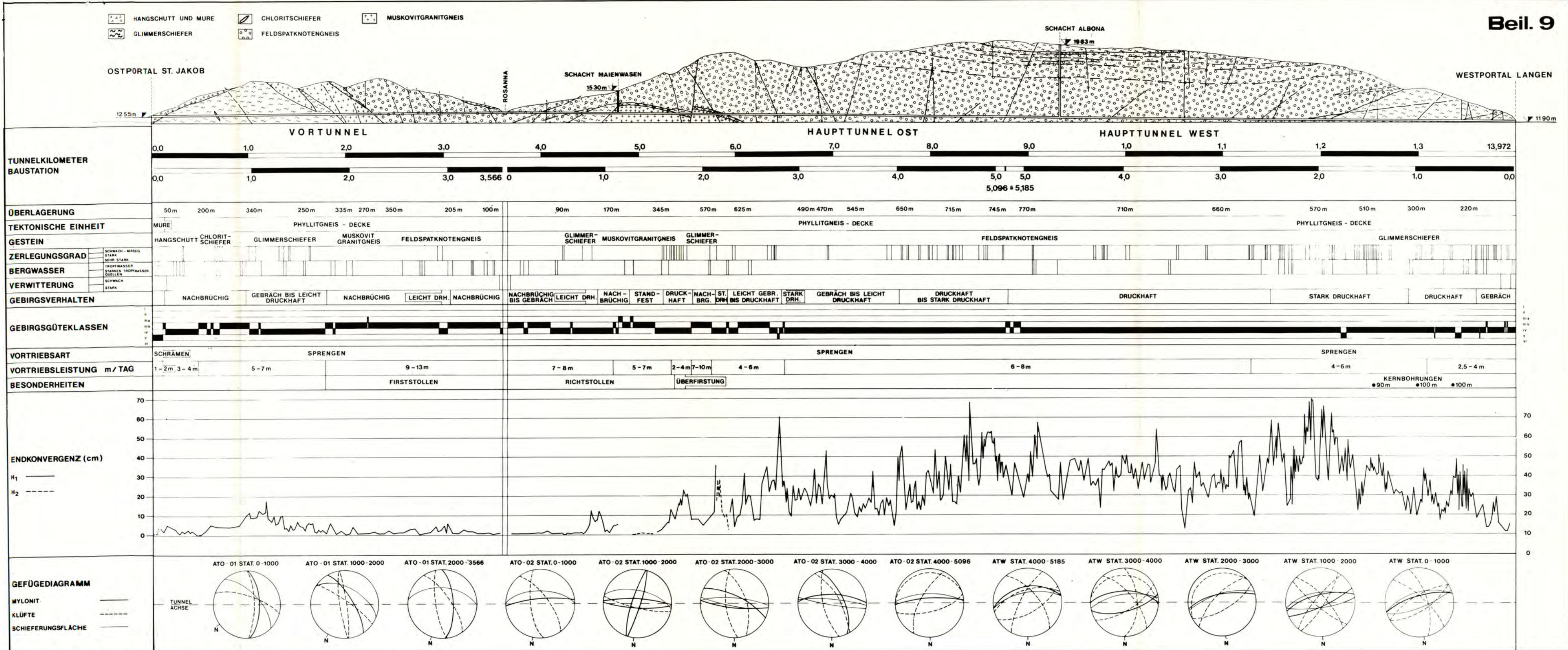
Die gemessenen Konvergenzbewegungen waren gering. Von einem echten Gebirgsdruck kann man nirgends sprechen.

In den ersten 80 m Teufe waren keilartige Ausbrüche, vorwiegend aus dem N, durch ungünstige Klüftung und steiles Einfallen der s-Flächen bedingt, unumgänglich.

#### Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O., 1932: Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. – Jb. geol. B.-A., 40 (1930), H. 3/4, Wien.
- 1932: Geologische Karte der Lechtaler Alpen, Arlberg Gebiet, 1 : 25.000. – Geol. B.-A., Wien.
- 1932: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. – Wien.
- ARLBERG STRASSENTUNNEL AG., 1973: Ausschreibungsunterlagen – Vortunnel und Haupttunnel; Planung ILF. – Innsbruck, Juni 1973.
- JOHN, M., 1976: Die geotechnischen Messungen im Arlbergtunnel und deren Auswirkung auf das Baugehen. – Rock Mechanics, 5, Wien.
- KAISER, J. & KUNZ, F., 1974–1980: Geologische Stollenbänder des Arlberg Straßentunnels. – Archiv ASTAG, Innsbruck.
- 1980: Die baugewissenschaftliche Betreuung des Arlberg Straßentunnels. – Arlbergbuch (in Druck), Innsbruck.
- KUNZ, F., 1980: Geologischer Abschlußbericht – Bauabschnitt Vortunnel, Haupttunnel–Ost, Schacht Maierwasen. – Archiv ASTAG, Innsbruck.
- LÄSSER, P. & FEIZLMAYR, A., 1978: Vorbereitung, Planung und Bauleitung für den Arlberg Straßentunnel. – ÖIZ, 21, H. 11, Wien.
- POSCH, H., 1978: Die Bewältigung des Verkehrshindernisses Arlberg. – ÖIZ, 21, H. 11, Wien.
- RESCH, W., 1973: Arlbergschnellstraße S 16. Petrographische Untersuchungen. – Archiv ILF, Innsbruck.
- RIEDMÜLLER, G. & WEISS, E. H., 1976: Mineralogisch-petrographische Untersuchungsergebnisse. – Archiv ASTAG und BoKu Wien.
- 1979: Junge tektonische Bewegungen im Grenzgebiet des Kontaktes Silvrettkristallin/Phyllitgneiszone (Arlberg). – Verh. geol. B.-A., 1979, Wien.
- TREICHL, H., 1977: Arlberg Straßentunnel Ost-Vortrieb und Ausbau. – Sonderh. d. ATO, St. Anton.
- WEISS, E. H., 1973: Arlbergschnellstraße S 16 – Baugewissenschaftliches Gutachten für das generelle Tunnelprojekt. – Archiv ASTAG, Innsbruck.
- 1976: Die baugewissenschaftliche Prognose für den Straßentunnel durch den Arlberg, Tirol–Vorarlberg. – Rock Mechanics, 5, Wien.
- 1978: Geologische Erfahrungen beim Bau des Arlberg Straßentunnels. – ÖIZ, 21, H. 11, Wien.



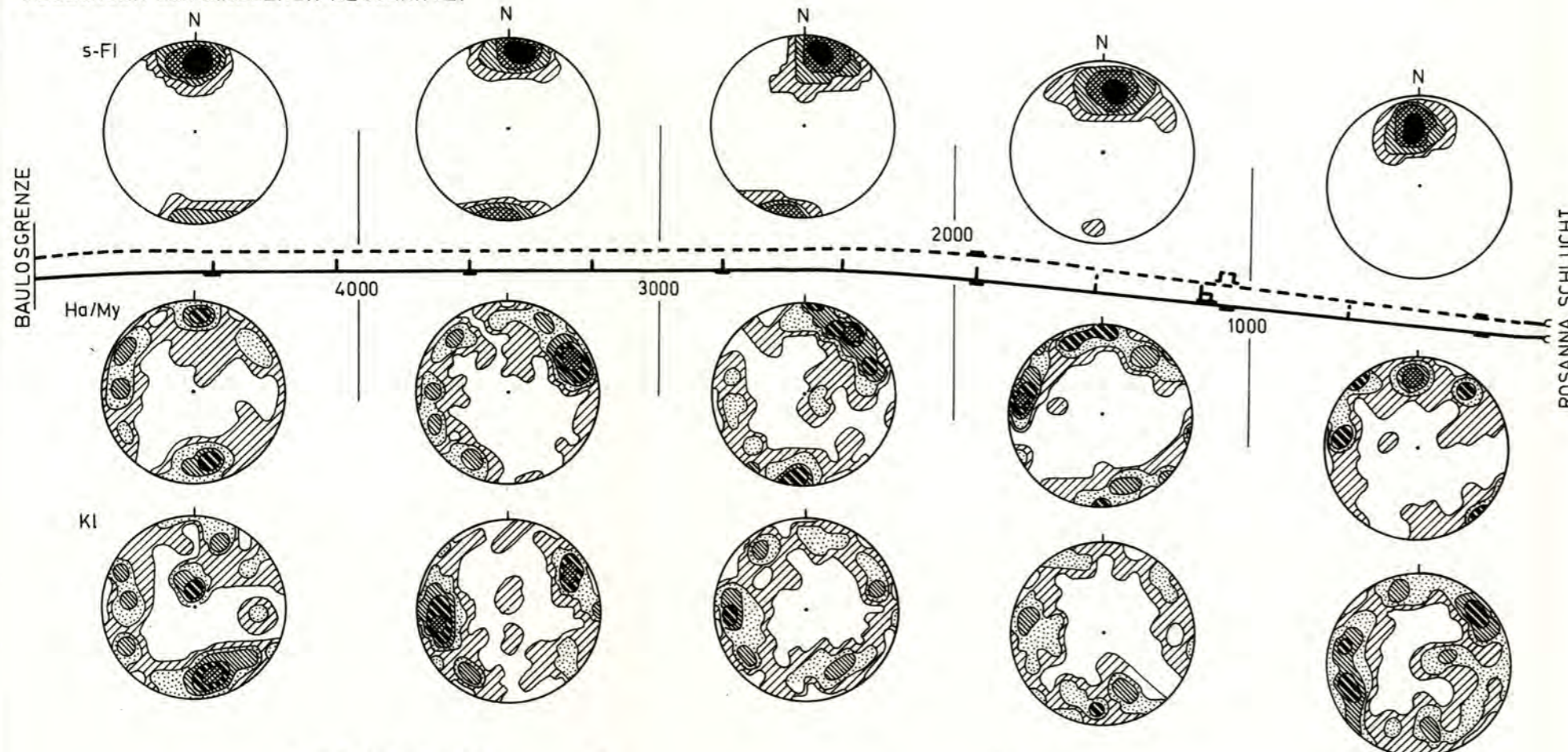




# POLPUNKTAUSWERTUNG: HAUPTTUNNEL

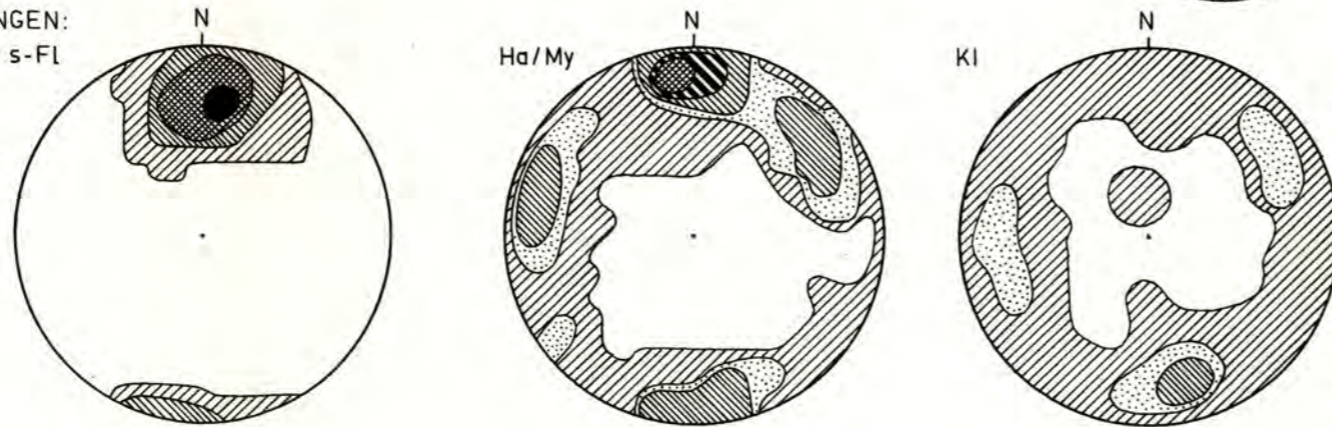
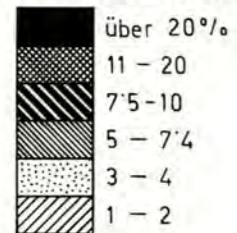
von F. KUNZ 1979

MESSUNGEN DER EINZELNEN ABSCHNITTE:



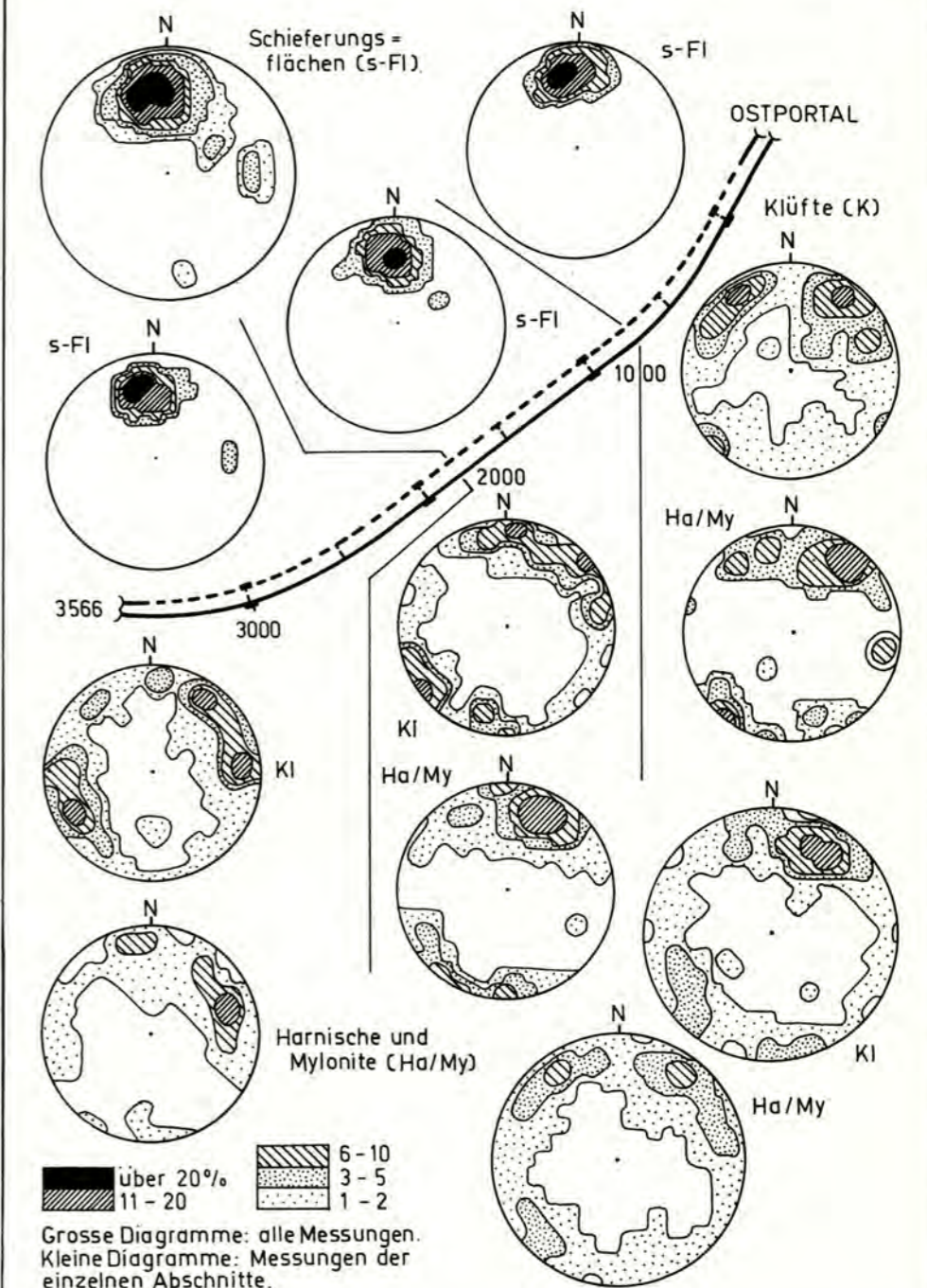
ALLE MESSUNGEN:

FLÄCHENTREUE POLPROJEKTION-STATISTISCHE AUSZÄHLUNG:



# VORTUNNEL

Beil. 10



Grosse Diagramme: alle Messungen.  
Kleine Diagramme: Messungen der einzelnen Abschnitte.



Über die Einstufung der Hallstätter Schollen  
im Bereich der westlichen Lammermasse (Salzburger Kalkhochalpen)

von

H. HÄUSLER

2 Abb., Beil. 11

Anschrift des Verfassers:  
Dr. Hermann HÄUSLER  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III  
A-1010 Wien

## Inhalt

1. Zusammenfassung, Abstract . . . . .	146
2. Einleitung . . . . .	146
3. Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25.000 . . . . .	147
3.1 Schichtfolge und Fazies . . . . .	147
3.2 Fossileinstufungen . . . . .	151
3.3 Diskussion über die Stellung der Lammer-Hallstätter Zone . . . . .	155
4. Literatur . . . . .	158

## 1. Zusammenfassung

Intramalmische Gleitschollen am Lammereck und Rauhen Sommereck und post-malmische Deckschollen (Sattelberg) mit einer Hallstätter Entwicklung von Nor-Sevat finden sich am Nordrand des Tennengebirgstirolikums.

Östlich Golling treten isolierte Schollen sowohl mit einer durchgehenden Hallstätter Entwicklung von Anis/Ladin bis Sevat auf (Hinterkellauer Scholle K. 852), als auch Schollen, deren Hallstätter Entwicklung über einer mitteltriadischen dolomitisierten Bankkalkentwicklung beginnt (Rabenstein). Auch am Südrand des Osterhorn-tirolikums befinden sich im Malm Schollen aus Hallstätter Kalk. Andererseits konnte am Westrand des Schwarzenbergmassivs das Einsetzen einer Beckenentwicklung ab Anis/Ladin belegt werden, die über karnischen kieseligen Kalken ab dem Nor in eine Hallstätter Entwicklung übergeht. Diese obertriadische Entwicklung entspricht wieder der Hallstätter Schichtfolge der zentralen Lammermasse (Holzwehralm) sowie den Schollen am Tennengebirgsnordrand.

Die vorliegende geologische Karte 1:25.000 soll als Arbeitsgrundlage für die Klärung noch offener Fragen im Bereich der westlichen Lammermasse dienen.

## Abstract

Intra-Malmian outliers on the Lammereck and the Rauhes Sommereck and post-Malmian outliers (Sattelberg) with a Norian-Sevatian Hallstatt development are to be found alongside the northern edge of the Tennen Tirolikum.

East of Golling one finds isolated outliers with, on the one hand, a complete Hallstatt development which begins with a Middle Triassic, dolomitized, bedded limestone development (Rabenstein). Alongside the southern edge of the Osterhorn-tirolikum, too, outliers of Hallstatt limestone are to be found in the Malmian. On the western edge of the Schwarzenberg massif, evidence was found for the onset of a basinal development beginning in the Anisian/Ladinian which gets over to Carnian, cherty limestones and in the Norian to a Hallstatt development.

This Upper Triassic development corresponds to the Hallstatt sequence of the central Lammer massif (Holzwehralm) and to the outliers alongside the northern edge of the Tennen massif.

The map (1:25.000) included in the article is intended to serve as a basis for the clarification of unresolved problems regarding the Lammer massif.

## 2. Einleitung

Die feinstratigraphischen Ergebnisse, die in der westlichen Lammermasse in der letzten Zeit erzielt worden sind (H. HÄUSLER 1979, 1980) wurden zusammengefaßt und die geologischen Aufnahmen zu einem vorläufigen Abschluß gebracht (Karte 1:25.000).



War die Aufnahme der Gollinger Hallstätter Schollen von B. PLÖCHINGER (1979) besonders in Hinblick auf deren Beziehung zum jurassischen Rahmen erfolgt (Detailkartierung 1:10.000, Abb. 1), so hatten die ergänzenden Untersuchungen von H. HÄUSLER (1980 b, Abb. 6) die feinstratigraphische Gliederung der einzelnen Hallstätter Schollen zum Ziel.

Die Untersuchungen erfolgten mit der Fragestellung nach der Beziehung dieser isolierten Schollen zu der Lammermasse sowie deren Einwurzelung und Paläogeographie.

### 3. Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25.000

#### 3.1 Schichtfolge und Fazies

Der im folgenden gegebene stratigraphische Überblick soll in kurzer Form die Schichtglieder der westlichen Lammermasse charakterisieren (vgl. auch Abb. 1 und 2). Die Ziffern in Klammer beziehen sich auf die Fossilfundpunkte in der Karte. Die dazugehörigen vollständigen Faunenlisten finden sich – nach geologischen Gesichtspunkten zusammengefaßt und aufgelistet – im nächsten Kapitel.

Gips, Anhydrit und Haselgebirge tritt großflächig unter der Quartärbedeckung des Abtenauer Beckens und der Unterscheffau auf, an Störungen gebunden im Kerterergraben sowie westlich und östlich St. Anton/Golling, als Deckscholle bei Wh. Grubach und in den Zlambachmergeln der Holzwehralm als tektonischer Span (19). An die größeren Vorkommen sind auch jeweils Diabase gebunden. Da im bearbeiteten Osterhorn- und Tennengebirgstirolikum nur Obertrias, Jura- und Kreideserien aufgeschlossen sind, beschränkt sich die Unter-Mitteltrias auf die zentrale Lammermasse, das Schwarzenberg Massiv und die Deckschollen.

Die campilen Werfener Kalke leiten von den quarzitischen und sandigen Werfener Schichten in die dolomitische Mitteltrias der Lammerentwicklung über. Den Grenzhorizont bilden im Osten (Wallingwinkel) die kalkig-mergeligen Gutensteiner Basisschichten des Anis.

Den Sockel des Schwarzenberges bauen anisische graue Steinalmkalke und -dolomite auf. Im Übergangsbereich von Oberscheffau vertreten graue kieselige Dolomite mit Mergelzwischenlagen und endogen brekziösen Lagen die untere Mitteltrias. Trotz zahlreicher Lös- und Schlammproben sowie mehrfacher Pollenaufbereitung ist bisher kein entscheidender Fossilnachweis aus diesen Schichten gelungen. Die Mächtigkeit des Diploporen führenden Wettersteindolomites nimmt im Schwarzenberg Massiv von Ost nach West ab. Außerdem setzt im Westen an der Anis/Ladinggrenze eine Beckenentwicklung ein (57), die bis in die Obertrias anhält und jünger werdend sich nach Osten verlagert (Hallstätterentwicklung ab dem Nor). Beim Haarecker (60, 62) und am Mehlstein (58) folgen graue kieselige Kalke über dem ladinischen Wettersteindolomit.

Die Mitteltrias der Rabensteinscholle stimmt mit ihrem Steinalm/Wettersteindolomit und hangenden dolomitisierten Bankkalk (48) faziell mit der Entwicklung am Haarberg, dem westlichen Ausläufer des Schwarzenberges überein. Das Karn dieser Scholle ist aber bereits als rötlicher, endogen brekziöser Hallstätter Kalk entwickelt (47).

Nach 400 m Wettersteindolomitentwicklung folgen im Schwarzenbergprofil kieselige Karbonate und hangende geringmächtige Reingrabener Schiefer, die gegen SE, in Richtung Wallingalm, durch schwarze Mergel und Cidariskalke ersetzt werden.

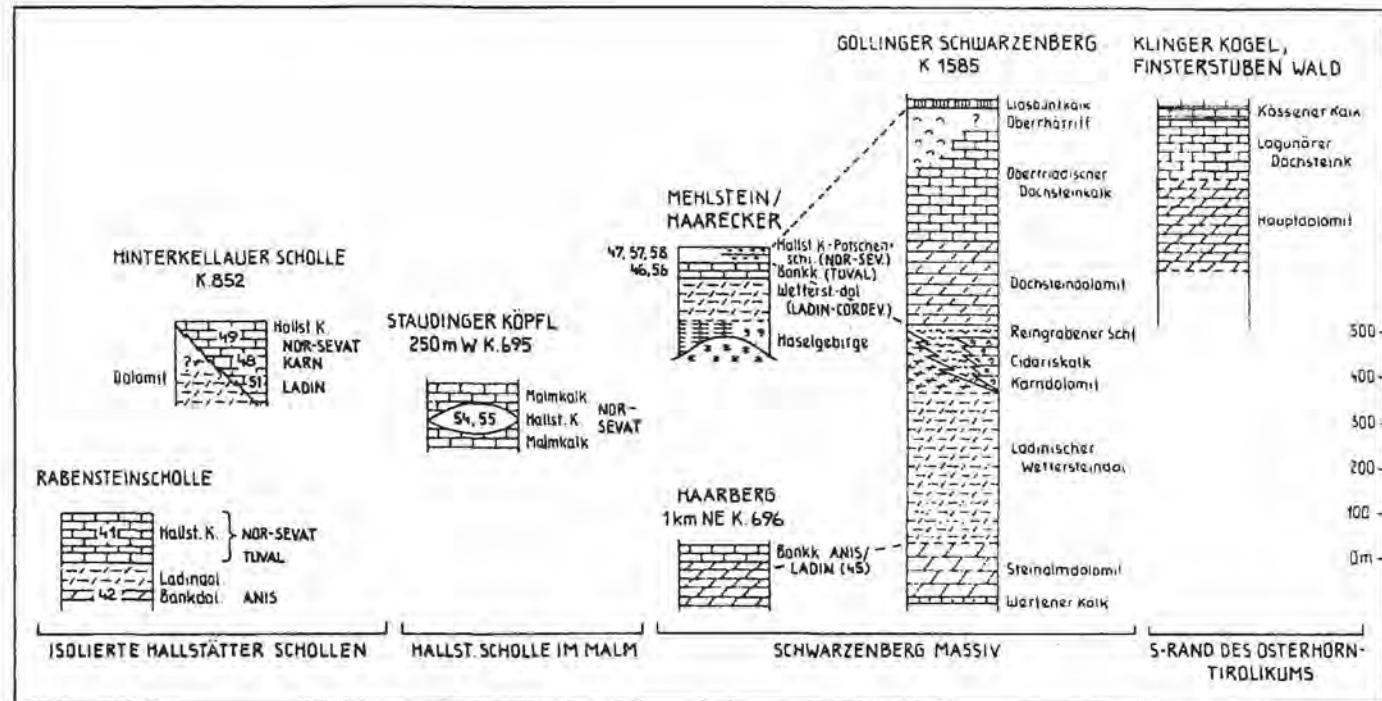


Abb. 1: Säulenprofile in Dachsteinkalk- und Hallstätter Fazies am Westrand des Schwarzenberges östlich von Golling (aus H. HÄUSLER 1980, Abb. 7 und im Bereich des Staudinger Köpfls, ergänzt nach B. PLÖCHINGER 1979, S. 183). Mächtigkeiten geschätzt.

Graue kieselige Kalken des Karn leiten die obertriadische Graufaziesentwicklung der Lammermasse ein (Holzwehralmprofil 25, Sattelberg 28, Lammereck 31). Eine faziell vermittelnde Stellung zwischen den Kieselkalken der Lammermasse und der Mergelfazies der Wallingalm nimmt das tektonisch begrenzte Vorkommen dunkelbrauner Knollenkalke mit schwarzen Tonschieferzwischenlagen östlich der Holzwehralm ein (24).

Im faziellen Gegensatz dazu steht das rötliche knollige Karn der Hallstätter Schollen der Kote 852 (51, 53).

Rötliche und graue Hallstätter Kalken des Nor-Sevat beenden die Schichtfolge der Gollinger Hallstätter Schollen (43–46, 49, 52).

Über den karnischen Kieselkalken folgen im tektonisch stark beanspruchten Bereich beim Haarecker graue Hallstätter Kalke (63) und wie am Gipfel des Mehlsteins Pötschen/Pedataschichten (64).

Die stark verfaltete und mehrere Zehnermeter mächtige Pötschen/Pedataserie der Holzwehralm reicht von Lac-Sevat (15, 21–23). In den grauen Hornsteinknollenkalken treten gelegentlich feine Areninschüttungen auf. Schichtparallel sind hornsteinfreie helle Hallstätter Kalke gleichen Alters eingelagert (14, 17). Die große von ihrem Untergrund abgerissene und um 90° um ihre Längsachse gegen Westen verdrehte Hallstätter Kalkscholle des Holzwehr-Haarbergalmzuges liegt an ihrem Süden auf den Zlambachschichten und im Norden auf Wettersteindolomit der Lammermasse. Der Altersumfang dieser grauen bis rötlichen und teilweise endogen brekziösen, relativ fossilarmen Kalke umfaßt Lac-Sevat (1–13). Hangende rote Partien führen nördlich der Lammeröfen rote Hornsteinknollen (3).

Das jüngste profilmäßig aufgeschlossene Schichtglied der Lammermasse sind die mergeligen Zlambachschichten (20), die SE der Holzwehralm mehrere gradierte Hangendzyklen aufweisen.

Die Sattelbergsscholle führt Pötschen/Pedataschichten (29), in der Lammerecksscholle tritt neben diesen (30, 32, 35) auch ein hangender rötlicher Hallstätter Kalk auf (33, 34).

Der ehemalige Nordrand des Tennengebirges ist infolge der Stirneinrollung der Beobachtung entzogen, sodaß nicht festgestellt werden kann, ob ein Faziesübergang von einer Dachsteinkalklagune in ein nördlich anschließendes Becken wirklich existiert hat. In den hangendsten Partien des Megalodonten führenden Dachsteinkalkes treten lediglich einzelne Thecosmilienstöcke auf, am Paß Lueg sind den Dachsteinkalkbänken bräunliche fossilarme Mergel eingelagert („Kössener Schichten“, 42).

Weder vom lagunären Dachsteinkalk am Südrand des Osterhorntirolikums (Ameiseck, Finsterstubenwald) zum Oberhättriffkalk des Schwarzenberges, noch von diesem zur obertriadischen Beckenentwicklung der Lammermasse sind ungestört erhaltene Übergänge belegbar.

Die Juraserie des Tennengebirgstirolikums setzt mit grauen Hornsteinkalken, Hierlatzkalken und rötlichen Knollenkalken ein. Die Manganschieferentwicklung der Strubbergsschichten setzt im oberen Dogger ein (41) und reicht bis in den Malm (39). Eine grobklastische Brekziensedimentation mit Komponenten, die ausschließlich der Hallstätter Zone entstammen (z. B. obertriadische Hallstätter Kalke, 38, 40; Lammereckgleitscholle, Großschollen am Rauhen Sommereck, 37) und einer Gradierung im Hangendanteil beschließt die Schichtfolge.

Nördlich des Schwarzenberges, dessen jüngste Schichtglieder Lias-Dogger-Rotkalke bilden, reicht die Schichtfolge des Osterhorntirolikums über Oberalmers Schicht-

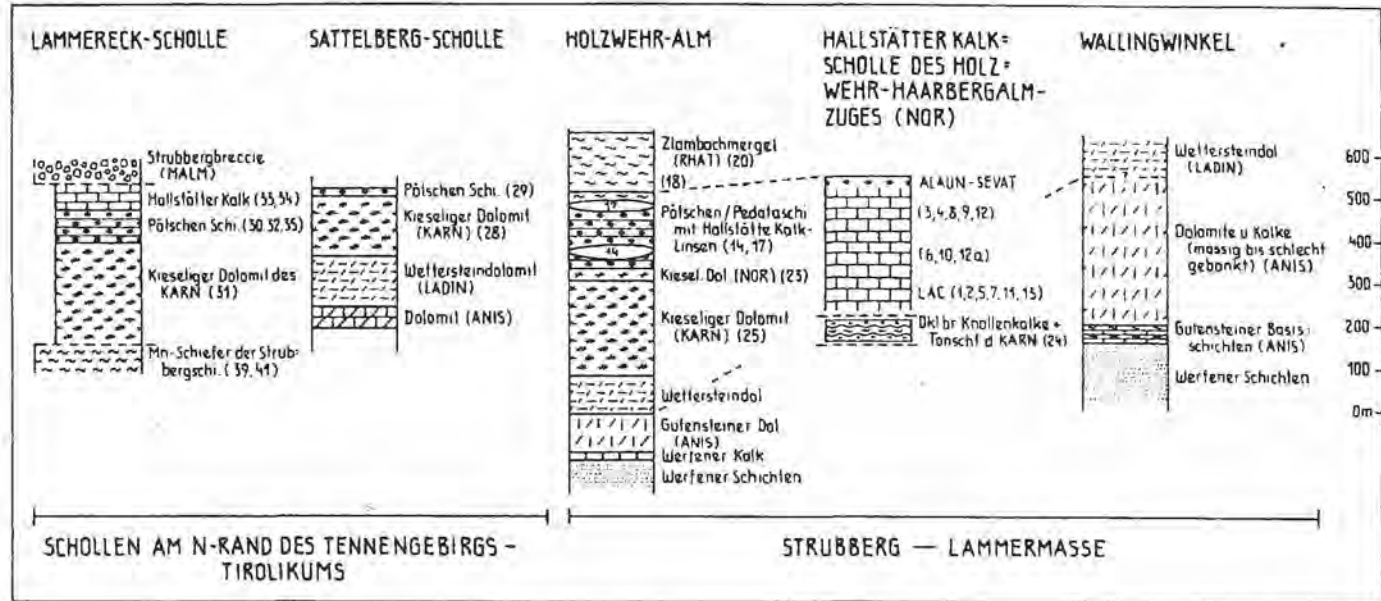


Abb. 2: Säulenprofile in Hallstätter Graufazies-Entwicklung im Bereich der Strubberg-Lammermasse, korrespondierend mit den intramalmischen Gleitschollen und den tektonischen Schollen am Nordrand des Tennengebirgstirolikums. Mächtigkeiten geschätzt.



ten, P l a s s e n k a l k (Staudinger Köpfl) und T r e s s e n s t e i n / B a r m s t e i n - k a l k b ä n k e n bis in die unterkretazischen R o ß f e l d s c h i c h t e n (konglomeratreiche Obere Roßfeldschichten des tieferen Apt, W. FUCHS 1968).

In den Malmkalken westlich des Staudinger Köpfls findet sich die von B. PLÖCHINGER (1979) beschriebene einsedimentierte obertriadische Hallstätter Kalk Scholle (55, 56).

Die permische Deckscholle von Grubach/Grabenwald lagert auf neokomen Schrambach- und Roßfeldschichten.

### 3.2 Fossileinstufungen

Um einen raschen Überblick über die Mikrofossileinstufungen auf dem Kartenblatt zu ermöglichen, wurden die bisherigen Fundpunkte durchnumeriert und aufgelistet.

Die Bestimmung der Conodonten verdanke ich Herrn Doz. Dr. L. KRYSZTYN, der Foraminiferen und Holothurien Frau Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN, der Pollen und Sporen Herrn Prof. Dr. W. KLAUS, der Monotiden und Halobien Herrn Dr. B. GRUBER und der Nannofloren Herrn Dr. H. STRADNER.

Ein Teil der bereits früher beschriebenen Conodontenfaunen wurde — nach Neubearbeitungen von L. KRYSZTYN 1980 — nomenklatorisch revidiert.

#### Hallstätter Kalk Scholle des Holzwehralm-Haarbergalmzuges:

- 1) D 1067, D 1068 Grauer kieseliger Hallstätter Kalk; Con.: *Epigondolella abneptis abneptis* (HUCKR.), *Gondolella navicula* HUCKR., Alter: Lac 1
- 2) D 1066 Hellgrauer gebankter Hallstätter Kalk; Con.: *Epigondolella abneptis abneptis* (HUCKR.), *Gondolella* cf. *navicula* HUCKR., Alter: Lac 1
- 3) D 391 Rötlicher Hallstätter Kalk mit roten Hornsteinen; Con.: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Hindeodella triassica* MÜLLER, *Hindeodella suevica* TATGE; Alter: oberes Alaun 2-Sevat  
D 140 Con.: *Epigondolella bidentata* MOSHER, *Epigondolella postera* (KOZUR & MOSTLER); Alter: oberes Alaun 2-Sevat; Hol.: *Fissobractites subsymmetrica* KRISTAN-TOLLMANN
- 4) D 130 Hellgrauer Hallstätter Kalk; Hol.: *Fissobractites subsymmetrica* KRISTAN-TOLLMANN; Alter: Nor-Rhät
- 5) D 105 Hellgrauer Hallstätter Kalk; Con.: *Gondolella* sp. ind. (cf. *Gondolella navicula* HUCKR. oder *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Epigondolella abneptis* HUCKR., *Chirodella dinodooides* (TATGE); Alter: Lac-Alaun
- 6) D 482 Rötlicher knolliger Hallstätter Kalk; Con.: *Epigondolella abneptis abneptis* (HUCKR.), *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Hindeodella triassica* MÜLLER; Alter: Alaun
- 7) D 1069 Grauer Hallstätter Kalk; Con.: *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *Gondolella hallstattensis* (MOSHER); Alter: Lac (2–3)
- 8) D 30 Endogen brekziöser Hallstätter Graukalk; Con.: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Hindeodella suevica* TATGE, *Enantiognathus zieglerei* DIEBEL, *Ozarkodina* sp., *Prioniodina* sp.; Alter: Alaun-Sevat; Hol.: *Fissobractites subsymmetrica* KRISTAN-TOLLMANN; Alter: Nor-Rhät
- 9) D 490 Roter Hallstätter Knollenkalk; Con.: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER); Alter: Alaun-Sevat
- 10) D 67 Undeutlich gebankter Hallstätter Graukalk; Hal.: *Halobia plicosa* (MOJS.); Alter: Alaun 1–2

- 11) D 448 Hornsteinknollen führender grauer Hallstätter Kalk; Hal.: *Halobia* cf. *tropitum*; Alter: Lac 2–3
- 12) D 474 Gebankter rötlicher Hallstätter Kalk; Con.: *Gondolella navicula steinbergensis* (MOSHER); Alter: Alaun-Sevat
- 12 a) D 476 Grauer Hallstätter Kalk; Hal.: *Halobia plicosa* (MOJS.); Alter: Alaun 1–2
- 13) D 480 a Endogen brekziöser Hallstätter Kalk; Mon.: *Monotis* cf. *salinarium* (BRONN); Alter: Lac 1–2

Obertrias-Graufaziesentwicklung der Lammermasse s. str. im Bereich der Holzwehralm:

- 14) Rötlich-graue Hallstätter Kalklinse in den Pötschen/Pedataschichten  
D 259 Con.: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Epigondolella bidentata* MOSHER, *Epigondolella abneptis* (HAYASHI), *Hindeodella triassica* MÜLLER; Alter: oberes Alaun-Sevat
- 15) Graue Hornsteinbankkalke, Pötschen/Pedataschichten  
D 184 Con.: *Epigondolella postera* (KOZUR & MOSTLER), *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Epigondolella bidentata* MOSHER; Alter: oberes Alaun-Sevat  
D 185 Con.: *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *Epigondolella multidentata* MOSHER, *Epigondolella* cf. *bidentata* MOSHER, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER); Alter: ob. Alaun 2-Sevat
- 16) D 190 Pötschen/Pedataschichten; Con.: *Epigondolella* cf. *bidentata* MOSHER, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Hindeodella suevica* TATGE; Alter: Alaun-Sevat
- 17) D 498 Grauer Hallstätter Kalk in den Pötschen/Pedataschichten; Con.: *Gondolella navicula steinbergensis* (MOSHER), *Epigondolella bidentata* MOSHER, *Hindeodella triassica* MÜLLER, *Enantiognatus zieglerei* (DIEBEL) Alter: ob. Alaun-Sevat
- 17 a) D 198/1–7 Roter Crinoidenkalk (? Hierlatzkalk); For.: *Involutina liassica* (JONES); Alter: Nor-Lias
- 18) D 201 Grauer Spatkalk; For.: *Galeanella tollmanni* (KRISTAN), *Pseudotaxis inflata* (KRISTAN); Alter: Nor-Rhät
- 19) D 52 Haselgebirgsspan in den Zlambachschichten; Pollen: *Klausipollenites schaubergeri*, *Jugasporites*, *Taenisporites*, *Lueckisporites*, *Striatites*, Reste von *Nuscoisporites*, *Piteosporites zapfei*, Reste von *Gigantospores*; Alter: Perm
- 20) Höherrhätische Zlambachmergel, Mikrofaunentypus „Placklesschichten“, reiche Mikrofauna siehe A. TOLLMANN & E. KRISTAN-TOLLMANN (1970, S. 107)  
In Schliffen aus den Spatkalken der gradierten Zlambachschichten fanden sich SE der Holzwehralm auch Exemplare der vom „Plackles-Rhät“ erstbeschriebenen Art *Duotaxis metula* KRISTAN; Alter: Nor-Rhät
- 21) D 205 Pötschen/Pedataschichten; Con.: *Gondolella navicula steinbergensis* (MOSHER), *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *Hindeodella suevica* TATGE; Alter: Alaun-Sevat
- 22) D 472 Endogen brekziöser Knollenkalk der Pötschen/Pedataschichten; Con.: *Gondolella* cf. *navicula* HUCKR., *Epigondolella abneptis* juv., *Epigondolella* cf. *postera* (KOZUR & MOSTLER), *Gondolella steinbergensis* (MOSHER); Alter: Alaun
- 23) D 470 Massiger grauer Kieselkalk; Con.: *Epigondolella abneptis abneptis* (HUCKR) *Gondolella navicula* HUCKR.; Alter: Lac 1–2
- 24) D 450 Dunkelbraune Knollenkalk mit schwarzen Tonschieferlagen; Con.: Ast-

formen des *Glandigondolella tethydis*-Multielementes sensu KOZUR & MOSTLER; Alter Ladin bis U.-Karn

- 25) D 479) Grauer kieseliger Kalk; Con.: *Gondolella nodosa* (HAYASHI), *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV; Alter: Tuval 3/1

Südrand des Osterhorntirolikums:

- 26) D 76/1–3 Dachsteinkalk nahe Kössener Schichten; For.: *Triassina hantkeni* MAJZON, *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Glomospira tenuifistula* HO, *Angulodiscus communis* KRISTAN, *Pseudotaxis inflata* (KRISTAN), *Trocholina crassa* KRISTAN, *Trocholina permodiscoides* OBERHAUSER, *Diploremina* sp., *Angulodiscus tumidus* KRISTAN-TOLLMANN; Alter: Rhät

Schwarzenberg-Massiv

- 27) D 395, D 396 Hangendpartien des Dachsteinkalkes; For.: *Involutina liassica* (JONES), „*Neoangulodiscus*“ *carinatus* (LEISCHNER), „*Neoangulodiscus*“ *leischneri* KRISTAN-TOLLMANN, Nodosariiden; Alter: Lias

Sattelbergscholle

- 28) D 431 Graue kieselige Kalke; Con.: Astformen des *Glandigondolella tethydis*-Multielementes sensu KOZUR & MOSTLER; Alter: Ladin-U.-Karn  
 29) D 535 Hornsteinführende Bankkalke, Pötschen/Pedataschichten; Con.: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *Prioniodina muelleri* (TATGE), *Hibbardella magnidentata* (TATGE); Alter: Alaun-Sevat

Lammereckscholle:

- 30) D 294 Endogen brekziöse Graukalke; Con.: *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *Epigondolella abneptis abneptis* (HUCKR.), *Epigondolella* cf. *primitia* MOSHER; Alter Lac 1–2  
 31) D 298 Kieseliger Graukalk; Con.: *Gondolella* cf. *polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV; Alter: ?Oberkarn  
 32) D 302 Kieseliger Graukalk; Con.: *Epigondolella abneptis abneptis* (HUCKR.), Alter: wahrscheinlich Lac 1–2  
 33) D 321 Rötlicher Hallstätter Kalk; Con.: *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *Gondolella* sp. ind.; Alter: Nor  
 34) D 322 Rötlicher Hallstätter Kalk; Con.: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Epigondolella abneptis abneptis* (HUCKR.); Alter: Alaun 2  
 35) D 318 Kieseliger, Hornsteinknollen führender Graukalk; Con.: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Epigondolella abneptis* (HUCKR.); Alter: Alaun

Nordrand des Tennengebirgstirolikums

- 36) D 500 Polymikte Brekzie? Ausdehnung mit malmischen Kalkkomponenten; For.: Textulariiden, Milioliden, *Trocholina elongata* (LEUPOLD), ? *Pseudocyclamina lituus* (YOKOHAMA); Alter: Malm  
 37) D 276/1 Hallstätter Graukalk, Komponente der Strubbergbrekzie; Hal.: *Halobia plicosa* (MOJS.); Alter: Alaun 1–2  
 38) D 537 Hallstätter Graukalk, Komponente der Strubbergbrekzie; Hal.: *Halobia plicosa* (MOJS.); Alter: Alaun 1–2  
 39) D 428 Kieselige Manganschiefer der Infalgalm; For. etc.: *Sacconia* AGASSITZ,

- Globochaete alpina* LOMBARD, Milioliden, Textulariiden, Lageniden; Alter: Malm
- 40) D 310 Hallstätter Kalkkomponenten der malm. Strubbergbrekzie; Con.: Astformen des *Gladigondolella tethydis*-Multielementes sensu KOZUR & MOSTLER, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, *Epigondolella abneptis abneptis* (HUCKR.), *Gondolella nodosa* (HAYASHI), *Gondolella navicula* HUCKR., Alter: U.-Karn, O.-Karn, U.-Nor
- 41) D 363, D 361 Sandig-kieselige Manganschiefer; Nanno: Coccolith indet, *Watznaueri communis*; Alter: Dogger gamma
- 42) D 280 – D 282 Graue Mergelinlagerungen im Dachsteinkalk (? Kössener Schichten); For.: *Haplophragmoides* sp., *Ammobaculites* sp.

#### Gollinger Hallstätter Schollen

- 43) D 887 Hellgrauer Hallstätter Kalk; Hal.: *Halobia rugosa*; Alter: Tieferes Lac 1
- 44) D 886 Heller rötlicher Hallstätter Kalk; Con.: *Epigondolella abneptis abneptis* HUCKR.), *Epigondolella a. spatulata* (HAYASHI), *Gondolella steinbergensis* (MOSHER); Alter: Alaun 1
- 45) D 527 Heller rötlicher Hallstätter Kalk; Hal.: *Halobia plicosa* (MOJS.); Alter: Alaun 1–2  
B. PLÖCHINGER (1979) beschreibt aus den Hallstätter Kalken des Gollinger Waldparkhügels und vom Rabenstein Funde von *Monotis salinaria* BRONN und *Halobia suessi* MOJSISOVICS.
- 46) D 882 Rötlicher Hallstätter Kalk; Con.: *Gondolella navicula steinbergensis* (MOSHER), *Epigondolella postera* (KOZUR & MOSTLER), *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), „*Neospathodus*“ *hernsteini* MOSTLER, *Chirodella dinodoides* (TATGE), *Hindeodella suevica* TATGE, *Hindeodella triassica* MÜLLER; Alter: Untersevat
- 47) D 883 Heller Hallstätter Kalk; Con.: *Metapolygnathus communisti* HAYASHI, Morphotyp B, *Epigondolella* sp. ind. juv.; Alter: Lac 1/1
- 48) D 879 Grauer Bankdolomit; Con.: *Gondolella constricta* MOSHER & CLARK; Alter: Oberanis
- 49) D 412 Heller Hallstätter Kalk; Hol.: *Theelia stellifera* ZANKL, *Theelia variabilis* ZANKL, *Theelia assymetrica* MOSTLER, *Theelia patinaformis* MOSTLER, *Theelia* sp., For.: *Ammodiscus* sp., ? *Endothyranella* sp., *Diplosphaerella ramosa* KRISTAN-TOLLMANN, *Diplosphaerella reducta* KRISTAN-TOLLMANN; Alter: nach der Gesamtfauuna Nor; Con.: *Epigondolella bidentata* MOSHER, *Hindeodella triassica* MÜLLER, *Hindeodella suevica* TATGE, *Chirodella gracilis* MOSTLER, *Prionodina muelleri* (TATGE); Alter: (ob. Alaun 2)-Sevat
- 50) D 416 Rötlicher Hallstätter Kalk; Con.: *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *Epigondolella permica* (HAYASHI); Alter: Lac 2-Alaun 1
- 51) D 511 Rötlicher Hallstätter Kalk; Con.: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, *Epigondolella nodosa* (HAYASHI); Alter: Tuval 3/1
- 52) D 911 Endogen brekziöser rötlicher Hallstätter Kalk; Con.: *Gondolella steinbergensis*; Alter: Alaun-Sevat
- 53) D 405 Heller Hallstätter Kalk; Con.: *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella* cf. *polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKR.), *Hindeodella triassica* MÜLLER; Alter: Cordevol-Jul
- 54) D 512 Heller Hallstätter Kalk; Con.: *Gondolella excelsa* (MOSHER), Astformen des *Gladigondolella tethydis*-Multielementes KOZUR & MOSTLER; Alter: (Ob. Anis)-Ladin



- 55) D 1182, D 1186 Hellgrauer Hallstätter Kalk; Con.: *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *Gondolella navicula* HUCKR.; Alter: Lac 1 bis unteres Lac 2  
 56) D 1177, D 1179 Rötlicher Hallstätter Kalk; Con.: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Hibbardella magnidentata* (TATGE), *Hindeodella suevica* TATGE, *Hindeodella triassica* MÜLLER; Alter: Alaun 2-Sevat

#### Westausläufer des Gollinger Schwarzenberges

- 57) D 1108 Bunter Bankdolomit; Con.: Astformen des *Gladigondolella tethydis*-Mullelementes sensu KOZUR & MOSTLER, *Gondolella* cf. *longa* BUDUROV & STEFANOV, *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL); Alter: Anis/Ladinggrenze  
 58) D 523 Grauer kieseliger Kalk; Con.: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, *Hindeodella triassica* MÜLLER; Alter: Tuval 1–2  
 59) Pötschen/Pedataschichten, nach B. PLÖCHINGER 1973; Con.: Lac 2-Alaun 1  
 60) D 903 Kieseliger Graukalk; Con.: *Gondolella nodosa* (HAYASHI), *Chirodella gracilis* MOSTLER, *Hindeodella triassica* MÜLLER; Alter: Tuval 3  
 61) D 515 Kieseliger Graukalk; Con.: *Gondolella* cf. *polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV; Alter: ? Oberkarn  
 62) D 904 Kieseliger Graukalk; Con.: *Gondolella nodosa* (HAYASHI), *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, *Hindeodella triassica* MÜLLER, *Hindeodella suevica* TATGE; Alter: Tuval 3  
 63) D 516 Grauer Hallstätter Kalk; Con.: *Epigondolella bidentata* MOSHER; Alter: Ob. Alaun-Sevat  
 64) D 519 Pötschen/Pedataschichten; Con.: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER), *Hibbardella magnidentata* (TATGE), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Priodina* sp., Alter: Alaun-Sevat

#### Malmserie des Osterhorntirolikums im Bereich der Hallstätter Schollen östlich Golling

- 65) D 420/1–3 Hornsteinführende gebankte Oberalmer Schichten; For.: *Clypeina jurassica* FAVRE, *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Valvulina triangularis* REISS, *Nautiloculina circularis* (SAID & BARAKAT), Textularien; Alter: Höherer Malm (Tithon)  
 D 421/1–2 Barmsteinkalke; For.: *Pseudocyclammina lituus* (YOKOHAMA), *Trocholina alpina* (LEUPOLD), Milioliden, Textularien; Alter: Tithon  
 66) D 529, 531 Grobgebankte, knollige Kalke mit rötlichen Mergelzwischenlagen; For.: *Globochaete alpina* LOMBARD, Radiolarien, Milioliden, Glomospiren, Globigerinen; Alter: Malm  
 67) D 508 Gering hornsteinführende Brekzie; For.: *Globochaete alpina* LOMBARD, (?) *Calpionella alpina* LORENZ; Alter: Tithon-Neokom  
 68) D 514 Barmsteinkalke mit grünen Tonschieferflatschen; For.: *Trocholina elongata* (LEUPOLD), *Clypeina jurassica* FAVRE, *Pseudocyclammina lituus* (YOKOHAMA); Alter: Tithon

### 3.3 Diskussion über die Stellung der Lammer-Hallstätter Zone

#### Das Tirolikum

Wegen der Stirnantiklinale bestehen keinerlei sichtbare fazielle Beziehungen zwischen dem Tennengebirgsnordrand und der Lammermasse. Die Dachsteinkalkfazies ist lagunär und führt nur gelegentlich einzelne Korallenstöcke sowie kleinere „patch-

reefs" (wie anlässlich einer gemeinsamen Exkursion mit Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN im Arbeitsgebiet von Kollegen W. HAMILTON nördlich der Tagweide festgestellt werden konnte). Bei einer parautochthonen Einwurzelung der Lammermasse nördlich des Tennengebirges (wie z. B. seit A. TOLLMANN 1976 b von R. LEIN 1976 und H. HÄUSLER 1979 vertreten wird) muß im Nor ein Übergang von einer Dachsteinkalkfazies in ein Pötschen/Pedatabecken bzw. im Rhät in ein Zlambachbecken gefordert werden. Die Zlambachschichten der Holzwehralm wurden nach der Foraminiferenvergesellschaftung in isolierten Buchten in einem riffnahen Bereich abgelagert (Typ „Placklesschichten“, A. TOLLMANN 1976 a, S. 287).

Dagegen deuten die grauen Mergel­einlagerungen im Dachsteinkalk am Paß Lueg eher auf eine Verbindung zu den Kössener Schichten des Osterhorntirolikums (Finsterstubenwald) hin, was eine Zwischenstellung der Lammermasse faziell eher wieder ausschließen würde. Mit der bisherigen Auffassung streng Ost-West streichender Hallstätter Faziesbereiche steht auch die Anordnung von Hauptdolomit und rhät. Dachsteinkalk (bzw. Kössener Schichten) im südlichen Osterhorntirolikum im Gegensatz (siehe Karte). Die Hypothese eines NW-SE streichenden Überganges von einer obertriadischen Lagune in einen südexponierten Riffbereich im Bereich des Finsterstubenwaldes konnte bisher nicht erhärtet werden.

Da sich die Zusammensetzung der malmischen Grobbrekzie in den beiden tirolischen Bereichen grundsätzlich unterscheidet, müssen auch verschiedene Liefergebiete existiert haben. Für die klastischen Tauglbodenschichten lag das Liefergebiet eindeutig im Süden des Osterhorntirolikums (Trattberg­schwelle), für das Liefergebiet der Strubbergbrekzie liegen keine eindeutigen sedimentologischen Hinweise für eine Schüt­tungsrichtung vor. Da die Strubbergbrekzie des Lammer­ecks auch karnische Hallstätter Kalk-Komponenten enthält, die in der Schichtfolge der westlichen Lammermasse unbekannt sind, kommt eine Schüttung zunächst nur von Schollen aus dem Hallstätter Südbereich in Frage.

Da nun für einzelne Hallstätter Schollen eine intramalmische Position gesichert scheint (z. B. westlich des Staudinger Köpfls, wie anlässlich einer von Herrn Dr. B. PLÖCHINGER geführten Exkursion gemeinsam mit Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN festgestellt werden konnte, siehe Karten 55, 56) könnte auch für die übrigen isolierten Gollinger Hallstätter Schollen etwa analog dem Halleiner Bereich (B. PLÖCHINGER 1974) im Sinne von B. PLÖCHINGER 1979 eine intramalmische Gleittektonik verstärkt in Frage kommen.

#### Lammermasse und Schwarzenberg Massiv

Da von W. SCHÖLLNBERGER (1974) am Totengebirgs-Südrand ein Übergang von der Dachsteinkalkfazies in das Zlambach-Grundlseer-Becken wahrscheinlich gemacht werden konnte, wird seither allgemein die Lammer-Hallstätter Zone mit ihrer obertriadischen Graukalkentwicklung als deren westliche Fortsetzung angesehen. Als weiterer Hinweis für diese Beziehung wird der Schwarzenberg in Analogie zum Hohen Göll gestellt, dessen Position im Liegenden der malmischen Basalbrekzie für tirolisch gehalten wird. Die Faziesausbildung des Schwarzenberges ist jedoch noch nicht ausreichend untersucht. Eine erste Durchsicht und Beurteilung des Sch­liffmaterials durch Herrn Dr. W. PILLER (Wien) läßt eine Herkunft des Gollinger Schwarzenberges von Südrandriffen unwahrscheinlich werden. Eher könnte es sich um ein Ober­rhät­riff handeln, womit ein deutlicher Hinweis auf eine Verbindung mit dem Finsterstubenwald gegeben wäre (Abb. 1.).

Der Zusammenhang Lammermasse-Schwarzenberg Massiv scheint trotz zahlreicher Störungen, Ausquetschungen und kreuzender tektonischer Strukturen südlich der Wallingalm zu bestehen.

Die obertriadische Hallstätter Beckenentwicklung der Lammermasse steht in keinem faziellen Widerspruch zur relativ eng benachbarten, nördlich gelegenen tirolischen Hauptdolomitentwicklung des Rigaus Berges, da z. B. vergleichbar im südlichen Hochschwabgebiet der sonst nur in der riffernen Riffrückseite auftretende loferitische Dachsteinkalk auch in unmittelbarer Rifffnähe vorkommt (H. LOBITZER 1975, S. 87 f.).

Die Obertriasentwicklung der Lammermasse ist durch kieselige Karnkalke (25), norisch bis sevatische Pötschen/Pedataschichten (15, 16, 21, 22, 23) und rhätische Zlambachschichten charakterisiert. Karnische dunkelbraune Knollenkalke mit schwarzen Tonschieferzwischenlagen (24) treten tektonisch begrenzt nur lokal auf (Abb. 2).

Die große Hallstätter Scholle des Holzwehralm-Haarbergalmzuges, mit einem Altersumfang von Lac-Sevat (1–11) ist nicht direkt an die Pötschen/Pedataserie anzuhängen, da sie an allen Seiten tektonisch begrenzt ist. Helle norisch-sevatische Hallstätter Kalklinsen (14, 17) – gleich alt wie die umgebenden Pötschen/Pedataschichten – weisen auf eine Hallstätter Kalkentwicklung im Nordkanal hin. Wenn es sich bei den in Verbindung mit Hallstätter Kalken stehenden Rotkalken mit *Involutina liassica* (JONES) im Hierlatzkalk handelt, so müßten sich im Bereich der Holzwehralmscholle stärkere tektonische Bewegungen abgespielt haben, worauf auch die permische Haselgebirgsscholle in den Zlambachschichten hinweisen könnte (19). Das lokal begrenzte Vorkommen einer Brekzie (36) mit malmischen Kalkkomponenten südlich der Holzwehralm bedarf noch einer sinnvollen Deutung.

#### Die Schollen am Tennengebirgsnordrand

Lammereckscholle und Sattelbergscholle sind in der Schichtfolge mit der Hallstätter Entwicklung der Lammermasse vergleichbar (Abb. 2). Die aus karnischem Kieselkalk (31), norischen Pötschen/Pedataschichten (30, 32) und norisch-sevatischen Hallstätter Kalken (33, 34) aufgebaute Lammereckscholle ist Gleitscholle zwischen den malmischen Manganschiefern (39) und der malmischen Strubbergbrekzie. Zu den Großschollen innerhalb der Strubbergbrekzie ist die von V. HÖCK & W. SCHLAGER (1964) bereits als sedimentär gedeutete norische Hallstätter Kalkscholle (37) am Rauen Sommereck zu zählen. Die Sattelbergscholle mit einer Schichtfolge von Anis bis Sevat (28, 29) liegt unter Aufschuppung der malmischen Basis diskordant dem Tennengebirge auf.

#### Die Gollinger Hallstätter Schollen und der Westrand des Schwarzenbergmassivs.

Am Westrand des Gollinger Schwarzenberges konnte schon früher (H. HÄUSLER 1980 b, Abb. 6, Abb. 7) eine gegen Westen hin einsetzende obertriadische Beckenentwicklung belegt werden (Abb. 1). Die norisch-sevatischen Pötschen/Pedataschichten und Hallstätter Kalke (59, 63, 64) folgen über tuvalischen Kieselkalken im Hangenden der Wettersteinentwicklung (58, 60, 61, 62). Es konnte nun aber auch für die Mitteltrias das Einsetzen einer Beckenentwicklung NE des Haarberges belegt werden (57), womit eine Deutung der Rabensteinscholle (mitteltriadischer Bankdolomit 48, obertriadische Hallstätter Entwicklung 47, 46, 45, 49) als westlicher Ausläufer des Schwarzenbergmassivs durchaus möglich erscheint (H. HÄUSLER 1980 b, S. 136 f., siehe auch Abb. 1). Ob nun auch ein seitlicher Übergang der bunten kieseligen Serie (57) in einen ladinischen Hallstätter Kalk vorliegt, ist ungeklärt. 500 m nördlich be-

findet sich jedoch die Hinterkellauer Scholle K. 852 mit ihrem Schichtumfang von Ladin (54) über Karn (53, 51) bis Nor/Sevat (51). Zwischen dieser und der Rabenstein-scholle vermittelt die Scholle beim Wurzer (norischer Hallstätter Kalk, 50). Es liegt somit in westlicher Richtung ein Übergang von einer Wettersteindolomit-Dachsteindolomitentwicklung in ein mittel-obertriadisches (Hallstätter) Becken vor.

Handelt es sich bei den Gollinger Hallstätter Schollen nun um parautochthone Schollen der Schwarzenberg-Lammermasse, so hat neben einer malmischen Gleittektonik (? lokale Gleitungen der Hallstätter Schollen 54, 55, der Lammereckscholle und Großschollen am Rauhen Sommereck 37, als Schollen der parautochthonen Lammermasse oder malmische Ferngleitung des gesamten Bereiches Lammermasse/Schwarzenberg oder malmische Ferngleitung des Schwarzenbergbereiches bei relativer Autochthonie der zentralen Lammermasse) sicher auch eine postneokome (? Fern-) Tektonik stattgefunden (Haselgebirgsscholle von Grubach-Grabenwald). Unklar wäre jedenfalls die Ursache dafür, daß einer in eine tirolische Mulde fernverfrachteten Lammermasse alle jene Strukturen aufgeprägt worden wären, wie sie bei einer relativen Autochthonie infolge der Kompetenzunterschiede zu erwarten wären.

Die Konsequenz einer mitteltriadischen Beckenentwicklung in der westlichen Lammermasse wäre, bei deren relativ autochthonen Deutung, eine bisher nirgends erhaltene Nord-Süd Verbindung der Hallstätter Kanäle westlich der Strubberge. Allerdings reicht der Hallstätter Einfluß von Süden über das Blühnbachtal bis weit in die Tennen/Hagengebirgsplattform nach Norden (norisch-sevatischer Hangendanteil der vermutlich schon über dem Steinalm/Wettersteindolomit einsetzenden Buntkalkentwicklung bereits belegt: D 998—D 1002 Con.: Alaun 4-Sevat).

Trotz — nach bisherigen Gesichtspunkten — größter fazieller Schwierigkeiten scheint nun auch eine relativ enge Nachbarschaft von karnischen Hallstätter Kalken und Lunzer Schichten des Tirolikums im Raum Ischl-Aussee rekonstruierbar zu sein (Vorarbeit G. MANDL; A. TOLLMANN 1980). Vielleicht hat gerade in dieser damaligen geographischen Breite der Einfluß der Lunzer Fazies nach Süden geendet, ein fazieller Zwischenbereich wäre vielleicht in den dunklen Hornsteinkalken der Kochalm NW Mitterndorf zu suchen (W. SCHÖLLNERBERGER 1974, Karte).

Trotz der vorliegenden Ergebnisse bezüglich Altersumfang und Fazies der Hallstätter Schollen im Bereich der westlichen Lammermasse ist die Entscheidung über die Herkunft und deren paläogeographische Deutung noch nicht eindeutig möglich.

#### Dank

Der Salzburger Landesregierung (Abt. 6 und 7) wird für die finanzielle Unterstützung zum Druck der Farbkarte herzlich gedankt.

#### 4. Literatur

- CORNELIUS, H. P. & PLÖCHINGER, B., 1952: Der Tennengebirgs-N-Rand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. — Jb. geol. B.-A., 95, 146–225, 1 Abb., Taf. 9–12, Wien.
- FUCHS, W., 1968: Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Foraminiferenfauna aus den konglomeratreichen Oberen Roßfeldschichten von Grabenwald (Salzburg). — Verh. geol. B.-A., 1968, 87–97, 1 Abb., 4 Taf., Wien.
- HÄUSLER, H., 1979: Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammertales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). — Jb. geol. B.-A., 122, 75–141, 17 Abb., 2 Taf., Wien.



- 1980 a: Zur tektonischen Gliederung der Lammer-Hallstätter Zone zwischen Golling und Abtenau (Salzburg). – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72 (1978/79), 403–413, 6 Abb., Wien.
- 1980 b: Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen in der westlichen Hallstätter Zone zwischen Lammertal und Lofer (Kalkhochalpen). – Jber. 1979, Hochschulschwerpunkt S 15,1, 132–138, 7 Abb., Wien.
- (im Druck): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen auf Blatt 94, Hallein. – Verh. geol. B.-A., Wien.
- HÖCK, V. & SCHLAGER, W., 1964: Einsedimentierte Großschollen in den jurassischen Strubbergbreccien des Tennengebirges (Salzburg). – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 101, 228–229, Wien.
- KRYSTYN, L., 1980: Triassic Conodont Localities of the Salzkammergut Region. – Abh. geol. B.-A., 35, 61–98, 16 Abb., Taf. 11–14, Wien.
- LOBITZER, H., 1975: Fazielle Untersuchungen an norischen Karbonatplattform-Bekengesteinen (Dachsteinkalk-Aflenzer Kalk im südöstlichen Hochschwabgebiet, Nördliche Kalkalpen, Steiermark). – Mitt. geol. Ges. Wien, 66–67 (1973/74), 75–91, 1 Abb., Taf. 1–4, Wien.
- PLÖCHINGER, B., 1953: Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. – Jb. geol. B.-A., 96, 357–372, 3 Abb., Taf. 15, Wien.
- 1973: Aufnahmen 1972 auf den Blättern St. Wolfgang (95) und Hallein (94). – Verh. geol. B.-A., 1973, A 48–A 51, Wien.
- 1974: Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – Verh. geol. B.-A., 1974, 71–88, 5 Abb., 1 Tab., 3 Fototaf., Wien.
- 1979: Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). – Verh. geol. B.-A., 1979, 181–194, 3 Abb., 1 Taf., Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M., 1973: Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – Sedimentology, 20, 65–89, 13 Abb., Amsterdam.
- SCHÖLLNBERGER, W., 1974: Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22, 95–153, 9 Abb., Taf. 6–9, Wien (1973).
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E., 1970: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – Geologica et Palaeontologica, 4, 87–145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg.
- TOLLMANN, A., 1976 a: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XVI, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- 1976 b: Zur Frage der Parautochthonie der Lammereinheit in der Salzburger Hallstätter Zone. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 184, 237–258, 8 Abb., Wien.
- 1980: Neuergebnisse über die deckentektonische Struktur der Kalkhochalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72 (1978/79), 397–402, 1 Abb., Wien.
- ZANKL, H., 1969: Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachstein-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – Abh. senckenb. naturf. Ges., 519, 74 Abb., 15 Taf., Frankfurt/M.

Denken Sie einmal darüber nach, wie einfach und selbstverständlich es für Sie ist, jederzeit Strom zu haben. Zu Hause und am Arbeitsplatz.

Ganz einfach?



Wir haben in den letzten 30 Jahren dafür gesorgt. Wir verwandeln Öl, Kohle, Gas und Wasser zur saubersten Energie – Strom. Strom ist sauber. Strom hilft unsere Umwelt reinhalten. Strom rußt nicht, stinkt nicht; hinterläßt keinen Abfall und ist für Sie ganz einfach da.

Ganz einfach?

Danke, daß Sie einmal daran gedacht haben.





**ABGEDECKTE GEOLOGISCHE KARTe DER WESTLICHEN LAMMERMASSE**

Unter Verwendung von H. P. CORNELIUS & B. PLÖCHINGER 1952, H. HÄUSLER 1979, 1980  
und B. PLÖCHINGER 1979 (Gollinger Schollenbereich)

Zusammengestellt von H. HÄUSLER 1980

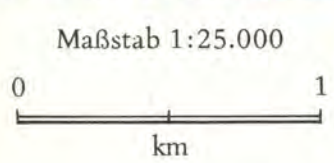


- Alluvionen, Terrassen, Bergsturz
- Quartär
- Roßfeldschichten (U. KREIDE)
- Schrambachschichten (NEOKOM)
- Oberalm. Schi., Barmsteinkalk (MALM)
- Brekzien des MALM
- Manganschiefer (DOGGER-MALM)
- Crinoiden- u. Knollenkalk (LIAS-DOGGER)
- Graue Hornsteinkalke (LIAS)
- Mergellagen im Dachsteinkalk (RHÄT)
- Kössener Schichten (RHÄT)
- Zlambachschichten (RHÄT)
- Dachsteinkalk (NOR-RHÄT)
- Hauptdolomit (NOR)
- Obertriassdolomit (? sek. dol. Kalk)

- Hallstätter Kalk (NOR-SEVAT)
- Pötschen/Pedataschichten (NOR)
- Hallstätter Kalk (KARN)
- Graue, kieselige Karbonate (KARN)
- Karn. Schiefer, Mergel u. „Cidariskalke“
- Hallstätter Kalke des LADIN
- Graue Bankdolomite der M. TRIAS
- Wettersteinkalk - dolomit (LADIN)
- Steinalmkalk - dolomit (ANIS)
- Gutensteiner Kalk -dolomit (ANIS)
- Gutensteiner Basissch. (?CAMPIL-ANIS)
- Werfener Kalk (CAMPIL)
- Werfener Schichten (SKYTH)
- Haselgebirge u. Diabas (PERM)

- 0°-45°
- 46°-90°
- Störungen i. a.
- Tektonische Schollen
- Bedeutende tekton. Grenze
- Postmalm. Schollengrenze
- Intramalm. Gleitscholle

- Conodonten
- Pollen, Halobien, Holothurien etc.
- Fossilfundpunkt (siehe Text)
- Bergbau in Betrieb/aufgelassen





Einige Ganggesteine der Rieserfernerintrusion  
mit neuen radiometrischen Altersdaten

von

W. PROCHASKA

1 Tab., 1 Taf.

Anschrift des Verfassers:  
Dr. Walter PROCHASKA  
Institut für Geologie der Montanuniversität Leoben  
A-8700 Leoben/Austria

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	27	S. 161–171	Wien, März 1981
---------------------------------------	----	------------	-----------------



## Inhalt

Zusammenfassung, Abstract	162
1. Einleitung	162
2. Die Ganggesteine	163
2.1 Die präintrusiven Gänge	163
2.2 Die synintrusiven Lager	164
2.3 Die postintrusiven Gänge	164
3. Die radiometrische Altersbestimmung	165
3.1 Methodisches	165
3.2 Die bisherigen Ergebnisse	165
3.3 Die Interpretation der Altersdaten	167
Literaturverzeichnis	167

## Zusammenfassung

Aufgrund struktureller und textueller Eigenschaften werden die Ganggesteine im Rieserfernergebiet (Ost- und Südtirol) als prä-, syn- oder postintrusive Gesteine gegenüber dem Hauptkörper des Rieserferner-tonalits eingeteilt. Die Differenz in den K/Ar-Mineralaltern zwischen Biotit und Muskovit beträgt in den Nebengesteinen etwa zwei Millionen Jahre, in einem postintrusiven Pegmatit dagegen sind beide Glimmer innerhalb der Fehlergrenze gleich alt. In Chlorit-Muskovit-Granatschiefern nördlich der Kontaktzone des Plutons wurde ein K/Ar-Muskovitalter von 99,5 Millionen Jahren gefunden.

## Abstract

On the basis of the structural and textural characteristics the dykes of the Rieserferner area can be classified as either pre-, syn- or postintrusive bodies in respect to the Rieserferner pluton. The difference in the K/Ar ages of the biotites and the muscovites of the countryrocks is approximately two million years. Both micas show the same age in a postintrusive pegmatite. A K/Ar muscovite-age of 99.5 million years was determined in a chlorite-muscovite-garnet schist north of the contact zone of the pluton.

## 1. Einleitung

Der Rieserferner-tonalit in Ost- und Südtirol, ein Vertreter der periadriatischen Intrusiva, liegt zwischen dem Iseltal im Osten und dem Raintal im Westen. Der Hauptkörper selbst ist etwa 50 km lang, 5 km mächtig und erstreckt sich mit geringer Diskordanz zum Nebengestein in Richtung E-W. Der Südkontakt des Plutons wird von einer deutlichen Störung geprägt (DAV-Linie nach SASSI et al. 1978).

Geotektonisch gehört die Rieserfernergruppe dem ostalpinen Altkristallin an. Das Intrusivgestein besteht aus Graniten, Granodioriten, Tonaliten und pegmatitischen Apophysen. Die Intrusion bewirkt in der benachbarten altkristallinen Gesteinsabfolge (Paragneise, Glimmerschiefer, Amphibolite, Marmore und s-parallele „alte“ Pegmatite) eine ausgeprägte Kontaktmetamorphose.

In jüngster Zeit ist die Rieserfernerintrusion wieder das Ziel von umfangreichen Untersuchungen besonders auf geotektonischem und radiometrischem Gebiet. Die vorliegende Arbeit soll dazu ergänzende Geländebeobachtungen und Stellungnahmen bringen. Die petrologischen und analytischen Daten besonders der pegmatitischen Ge-

steine dieses Gebietes werden an anderer Stelle veröffentlicht.

Diese Arbeit ist ein Teil einer am Institut für Petrologie der Universität Wien in den Jahren 1977–1980 durchgeführten Dissertation. Das entsprechende Probenmaterial wird an oben genanntem Institut aufbewahrt. Herrn Prof. Dr. W. RICHTER und Herrn a. Prof. Dr. W. FRANK möchte ich an dieser Stelle für ihre wertvolle Hilfe herzlich danken.

## 2. Die Ganggesteine

Sehr häufig findet man in unmittelbarer Nachbarschaft des Rieserfernerplutons Gänge von granitischen, dazitischen und granodioritischen Gesteinen, deren zeitliche Stellung zum Hauptintrusivkörper unterschiedlich ist. Die Verschiedenheit des Auftretens im Gelände und die Tatsache, daß einige Gänge durch die Intrusion selbst verändert wurden, erlauben es, diese Gesteine als prä-, syn- oder postintrusive Bildungen zu erkennen. Im Dachbereich des Plutons und verschiedentlich auch an den Flanken findet man häufig lamprophyrische Gänge, deren Auftreten scheinbar an Störungszonen gebunden ist.

### 2.1 Die präintrusiven Gänge

Präintrusive Gänge (bzw. s-parallele Lagen) findet man ca. 170 m nördlich vom Lenksteinjoch als konkordante Einlagerung eines hellen, dichten Gesteins in den Kontaktgneisen von etwa 2–3 m Mächtigkeit. Dieses Gestein am Lenksteinjoch, das von SCHOKLITSCH 1933 als Augengneis bezeichnet wurde, liegt innerhalb der Andalusit-Isograde des Kontakthofes des Rieserferner-tonalits und ist hier als Folge der Intrusion mit den Kontaktgneisen im m-Bereich verfaltet.

Diese Serie ist sehr homogen und zeigt eine sehr scharfe Grenze zum Nebengestein. Differenzierungen im Querschnitt oder das in ähnlichen Gesteinen oft beschriebene „chilling“ ist nicht zu beobachten. Das Gestein hat dazitischen Habitus, man erkennt makroskopisch bis zu 3 mm große Plagioklaseinsprenglinge und kleine, s-parallel orientierte Chlorite in einer feinkörnig-dichten graugrünen Grundmasse. Wichtig für die zeitliche Stellung ist, daß diese Gesteine deutlich verschiefert sind, ebenso sind die ursprünglich stark zonaren Plagioklase den neuen kontaktmetamorphen Bedingungen angepaßt. Nach der Nomenklatur von DE LA ROCHE et al. (1980) entspricht dieses Gestein einem Rhyodazit.

Am Weg Patscheralm–Barmerhütte (Höhe 1855 m) findet man folgenden interessanten Aufschluß, der ca. 50 m vom Kontakt entfernt ist: Eine ca. 1 m mächtige, scharf vom Nebengestein abgegrenzte Lage des oben beschriebenen Gesteins ist hier von einem grobkörnigen Tonalit unregelmäßig durchdrungen, der während der Hauptphase der Intrusion, vermutlich alten Wegigkeit folgend, die frühen dazitischen Apophysen durchdringt. Diese Schlieren von grobkörnigem Tonalit sind unterschiefert im Gegensatz zum umgebenden Dazit.

Das Gestein oberhalb der Patscheralm ist makroskopisch dem oben beschriebenen Gestein am Lenkstein sehr ähnlich und zeigt im Dünnschliff polygonales, feinkörniges Grundgewebe hauptsächlich aus Quarz und Plagioklas und vereinzelt Orthoklas. Häufig tritt hier Biotit auf, der an den Rändern deutlich grün wird und oft mit Klinozoisit vergesellschaftet ist. Die großen Plagioklaskristalle (An = 40 %) sind meist polysynthetisch verzwilligt und von einem sperrigen Leistenwerk von Hellglimmer gefüllt. Häufig findet man augenförmige Quarzaggregate, die Abkömmlinge ehemaliger Quarzeinsprenglinge darstellen. Beim weiter vom Kontakt entfernten Vorkommen am Lenk-

steinjoch sind die Biotite sehr stark chloritisiert, und Klinozoisit tritt hier vermehrt auf. Die Plagioklase sind stark getrübt, Hellglimmer und Klinozoisit sind häufig lagenartig angereichert.

## 2.2 Die synintrusiven Lager

Die synintrusiven Gänge bzw. Lager sind besonders im Dachbereich des Tonalits anzutreffen (Hochgallhütte–Schneebuger Nock). Da diese Gesteine mit den Graniten des Hauptintrusivkörpers weitgehend ident sind, wird auf eine mikroskopische Beschreibung hier verzichtet und auf die Arbeiten von BECKE (1893) und BELLINI et al. (1976) verwiesen. Auffallend in diesen Gesteinen ist teilweise rekristallisierter Mörtelquarz als Zeichen einer späten Durchbewegung und häufiges Auftreten von Muskovit.

Hierher gehören eventuell auch jene gangförmig auftretenden Gesteine, die im obersten Gelttal unweit der Rieserfernerhütte anzutreffen sind, wo das ursprüngliche Dachgestein des Tonalits noch erhalten ist. Die Paragesteine liegen söhllich über dem Tonalit, den man sowohl im Gelttal als auch beim Abstieg in Richtung Antholz wieder antrifft. Die pelitischen Hüllgesteine sind hier sehr intensiv von Ganggesteinen verschiedenster Art durchdrungen, die bedeutendsten sind wohl mächtige lamprophyrische Intrusionen und geringmächtige dazitische Gänge. Die pelitischen Gesteine sind durch das Auftreten von Andalusit gekennzeichnet, der entlang von Spaltrissen pinitisiert ist. Hier, in den Gesteinen des Dachbereiches, ist auch die Umwandlung von Muskovit zu Sillimanit wesentlich geringer ausgebildet als in den übrigen Gesteinen am Kontakt. Die hellen Dazite sind den oben beschriebenen präintrusiven Gesteinen sehr ähnlich, sind allerdings unverschiefert. Das mikroskopische Bild dieser Gesteine zeigt extrem starken Zonarbau der Plagioklase im Gegensatz zu den kontaktmetamorph überprägten Plagioklasen der frühen Gänge. Charakteristisch sind bis zu 3 mm große idiomorphe Quarzeinsprenglinge mit glatter Auslöschung (Fig. 1). Als weiterer Einsprengling tritt ein einschlußfreier klarer Granat auf, der häufig teilweise oder gänzlich im zonalen Plagioklas eingeschlossen ist.

## 2.3 Die postintrusiven Gänge

Die vom Tonalit oft hunderte Meter weit ins Nebengestein reichenden Gänge von porphyrischem Tonalit und Pegmatit (die Übergänge sind im Aufschlußbereich beobachtbar) spiegeln das postintrusive magmatische Geschehen am Rieserferner wider (Fig. 2). Gute Aufschlüsse dieser Gesteine findet man an den Gletscherschliffen unterhalb des Tristen-Kees. Der Zusammenhang dieser bis zu 3 m mächtigen diskordanten Gänge mit dem Tonalit ist hier an den Gletscherschliffen direkt beobachtbar. Die Pegmatite sind sehr grobkörnig, der Mineralbestand setzt sich im wesentlichen aus Quarz, Alkalifeldspat, Muskovit und Biotit zusammen. An untergeordneten Gemengteilen findet man Plagioklas, schwarzen Turmalin und bis zu 1 cm große rote Granate. Im unmittelbar an diese Pegmatite grenzenden schieferigen Nebengestein ist ein äußerst starkes Wachstum von Turmalin und Granat auffallend. Wo diese Gänge amphibolitisches Nebengestein durchschlagen, sieht man in einer einige cm breiten Zone eine deutliche Biotitisierung der Amphibolite. Die zusammen mit den Ausläufern des Tonalits auftretenden Pegmatite im Iseltal sind wahrscheinlich äquivalente Gesteine.

In der sogenannten Himmelswand nahe der Patscheralm wurde ein Aufschluß (Höhe 1870 m) eines pegmatitischen Gesteins gefunden, das ebenfalls zu den postintrusiven Bildungen zu stellen ist. Ein ca. 30 cm mächtiger Gang zeigt hier im Gegensatz zu



den oben beschriebenen Pegmatiten eine symmetrische Zonierung von innen nach außen. Der an das Nebengestein grenzende Bereich besteht aus Quarz, es folgt eine schmale Zone von Feldspat, der zentrale Bereich des Ganges wird von einem feinkörnigen Granit ausgefüllt.

### 3. Die radiometrische Altersbestimmung

Um Informationen über das Ausmaß der thermischen Beeinflussung der Kontaktgesteine des Rieserfernerplutons durch die Intrusion zu erlangen, wurden radiometrische Altersbestimmungen nach der K/Ar-Methode an Biotiten und Muskoviten am Wiener Geochronologischen Labor durchgeführt. Ebenso sollte auf diese Weise eine Information über die Abkühlgeschwindigkeit der Kontaktaureole erhalten werden. Die Proben für die radiometrischen Untersuchungen stammen aus dem inneren Kontaktbereich, aus dem äußeren Kontaktbereich, aus dem von der Kontaktmetamorphose nicht betroffenen Nebengestein und aus den Pegmatiten der Intrusivgesteine.

#### 3.1 Methodisches

Zur Gewinnung der Glimmer-Reinfraktionen wurden die Proben (3–15 kg) mittels Backenbrecher gebrochen. Durch anschließendes Sieben wurden die Fraktionen 0,42–0,074 mm und 0,42–0,149 mm gewonnen. Eine erste Abtrennung der Glimmer erfolgte mit Hilfe eines Formtrenntisches, anschließend wurde durch wiederholtes Mahlen und Sieben der Konzentrate die entsprechende Glimmer-Reinfraktion gewonnen. Biotit und Muskovit wurden durch Magnetscheidung getrennt. Die Glimmer aus den Pegmatiten wurden durch Handklaubung gewonnen.

Die K-Werte wurden mittels eines PERKIN-ELMER 300 Atomabsorptionsspektrometers des Institutes für Petrologie in Wien bestimmt. Die Ar-Messungen erfolgten mittels eines BALZERS CMS 80-Zykloidenmassenspektrometers. Für die Ar-Extraktion und Reinigung wurde eine Glasanlage verwendet, die mit dem Massenspektrometer on-line verbunden ist. Bei der Reinigung des Gases fanden Ti- und Cu/CuO-Getter Verwendung. Zur Kalibrierung der Mengemessung wurde hochangereicherter Ar<sup>38</sup>-Spike verwendet. Die Eichung der Spike-Menge erfolgte durch Vergleich mit dem Glaukonit-Standard GLO. Die bei der Altersberechnung verwendeten Konstanten sind in Tabelle 1 wiedergegeben. Weitere technische Angaben siehe FRANK et al. (1977).

#### 3.2 Die bisherigen Ergebnisse

In diesem Gebiet zwischen Iseltal und Rensenspitze haben BORSI et al. (1978 a, 1978 b, 1979) umfangreiche radiometrische Untersuchungen durchgeführt. Diesen Autoren zufolge wird das Altkristallin in diesem Gebiet durch ausgeprägte Störungszonen, die Deferegger-Anterselva-Valles-Linie (DAV-Linie) und die Kalkstein-Vallarga-Linie (KV-Linie) in drei Blöcke geteilt. Nur der nördliche Block wurde vom alpidischen Ereignis entscheidend beeinflusst, und zwar unter Bedingungen, die die Kristallisation von seladonitischem Muskovit und Disthen erlauben. Nach obigen Autoren sind sämtliche Biotite in diesem nördlichen Block jung (20–30 Millionen Jahre), als Ursache für diese Verjüngung wird ein ausgeprägtes alpidisches Metamorphoseereignis (Tauernmetamorphose) verantwortlich gemacht. Für die regionale Temperatur wird ein Wert von etwa 500°C angegeben. (Schließungstemperatur des Muskovits für das Rb/Sr-System). Ebenso sollte nach obigen Autoren zwischen der Intrusion des Rieserfernerplutons und der Verjüngung der Glimmer nördlich der DAV-Linie kein

Tabelle 1: K/Ar Datierungen an Glimmern aus der Rieserfernergruppe

Proben Nr.:	Gestein Lokalität	Analysiertes Mineral Korngröße	% K	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}/\text{cm}^3$ $10^{-9}\text{NTP/g}$	% rad	Alter Millionen Jahre
RK-115	Kontaktgneis Weg Patscheralm- Barmerhütte	Biotit 0,42–0,074 mm	7,85	8,78	72,78	$28,5 \pm 1,2$
		Muskovit 0,42–0,074 mm	8,02	9,98	90,4	$31,7 \pm 1,1$
RK-157	Paragneis 200 m N Lenkstein	Biotit 0,42–0,074 mm	7,88	8,73	82,63	$28,3 \pm 1,0$
		Muskovit 0,42–0,074 mm	8,79	10,54	89,71	$30,6 \pm 1,0$
RK-185	Kontaktgneis 400 m S Hochgallhütte	Biotit 0,42–0,149 mm	7,34	8,50	81,15	$29,5 \pm 1,1$
		Muskovit 0,42–0,149 mm	7,60	9,31	77,16	$31,2 \pm 1,2$
RK-217	Pegmatit 400 m S Hochgallhütte	Biotit 0,42–0,149 mm	7,76	8,83	42,49	$29,0 \pm 2,0$
		Muskovit 0,42–0,149 mm	8,79	10,15	88,44	$29,5 \pm 1,0$
RK-221	Chlorit-Musko- vit-Granatschiefer Hintere Trojeralm	Muskovit 0,42–0,074 mm	6,86	27,29	97,20	$99,5 \pm 3,1$

Verwendete Konstanten:

$$\lambda (^{40}\text{K}\beta^-) = 4,962 \cdot 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$$

$$\lambda (^{40}\text{K}_e) + \lambda' (^{40}\text{K}_e) = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$$

$$^{40}\text{K} = 0,01167 \text{ (Atomprozent)}$$

$$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{Luft}} = 295,5$$

$$\text{Fehlerberechnung: } \frac{\text{Alter} \times 3}{\% \text{ rad}}$$

Zusammenhang bestehen. Für das Intrusivgestein selbst wurde eine Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochrone von  $30 \pm 3$  Millionen Jahren ermittelt.

### 3.3 Die Interpretation der Altersdaten

Insgesamt liegen neun neue K/Ar-Daten von Glimmern vor, die miteinander sehr gut übereinstimmen und auch in Einklang mit den bisherigen Ergebnissen stehen. Die Daten sind in Tabelle 1 aufgelistet.

Bei der nachfolgend gegebenen Interpretation wurde versucht, auch die z. T. nur geringfügigen Unterschiede zu berücksichtigen. Man möge dabei jedoch bedenken, daß diese Interpretation ein größeres Probenmaterial als das vorhandene zur Absicherung benötigt.

Die erhaltenen K/Ar-Muskovitalter von Nebengesteinen am unmittelbaren Kontakt sind mit durchschnittlich 31 Millionen Jahren geringfügig höher als die von BORSI et al. (1979) angegebene Isochrone von  $30 \pm 3$  Millionen Jahren, jedoch innerhalb der Fehlergrenze gleich. Ein gewisser Zusammenhang zwischen dem magmatischen Geschehen und der thermischen Geschichte der Glimmer in den Nebengesteinen scheint sich jedoch abzuzeichnen. Der Altersunterschied zwischen K/Ar-Muskovitalter und K/Ar-Biotitalter, der nach PURDY und JÄGER (1976) einem Temperaturintervall von  $350^\circ \text{C} \pm 50$  auf  $300^\circ \text{C} \pm 50$  entspricht, beträgt zwischen 1,7 und 3,2 Millionen Jahre. Vor allem scheint im Dachbereich des Plutons (RK-185) die Differenz der Glimmeralter geringer als an den Flanken (RK-115, RK-157) zu sein, dies könnte als wichtiger Hinweis auf die rasche Abkühlung nach einer Intrusion in relativ seichtes Niveau eines aufsteigenden Kristallinblockes zu werten sein. Im Trojeratal, bei der hinteren Trojeralm nördlich von St. Jakob, ist der Tonalit relativ geringmächtig und weist daher einen entsprechenden schmalen Kontaktbereich auf. Der Probenpunkt RK-221 (hintere Trojeralm) liegt daher außerhalb des thermischen Einflußbereiches des Plutons. Ein Hellglimmer aus dem Chlorit-Muskovit-Granatschiefer (die Fraktion  $< 2 \mu$  weist einen hohen Paragonitgehalt auf) dieses Bereiches ergab ein Alter von  $99,5 \pm 3,1$  Millionen Jahren. Das kann als Hinweis dafür gewertet werden, daß in diesem Bereich die regionale Verjüngung der Glimmer bis ins Tertiär schon wieder zurücktritt und vermutlich das weitverbreitete kretazische Metamorphoseereignis zum Vorschein kommt. Neben weiteren Möglichkeiten könnte es sich auch um die jungalpine Verjüngung eines variszischen Hellglimmers handeln.

Die Glimmeralter der jungen Tonalitpegmatite von 29,0 Millionen Jahren und 29,5 Millionen Jahren zeigen an, daß die Bildung dieser Gesteine erst nach der Abkühlung der Nebengesteine unter die Muskovitschließungstemperatur erfolgt sein dürfte.

### Literaturverzeichnis

- ANGEL, F. & MEIXNER, H., 1953: Die Pegmatite bei Spittal an der Drau. - *Carinthia* II, 143, H. 1, 165-168, Klagenfurt.
- BECKE, F., 1893: *Petrographische Studien am Tonalit des Rieserferner*. - *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 13, 379-464, Wien.
- BELLIENI, G., COMIN-CHIARAMONTI, P. & VISCONA, D., 1976: Contributo alla conoscenza del plutone delle Vedrette di Ries (Rieserferner) (Alpi Orientali). - *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 95, 351-370, Pisa.
- BIANCHI, A., 1934: Studi petrografici sull' Alto Adige Orientale e regione limitrofe. - *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, 10, 1-242, Padova.



- BIANCHI, A. & DAL PIAZ, Gb., 1939: La monografia geologico-petrografica sull' Alto Adige Orientale e regione limitrofe. Relazione dei risultati e aggiornamento critico dei problemi. — *Periodico di Mineralogia* 10, 119–189, Roma.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G., 1973: Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geo-petrologic data. — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 12, 549–571, Pisa.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G., 1978 a: New geo-petrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern Window (Eastern Alps). — *Mem. Sci. Geol. Univ. Padova*, 32, 1–20, Padova.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. & ZIRPOLI, G., 1978 b: On the age of the periadriatic Rensen massiv (Eastern Alps). — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1978, 267–272, Stuttgart.
- BORSI, S., DEL MORO, A., PISA, F. P. & ZIRPOLI, G., 1979: On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance. — *Geol. Rundschau* 68, 41–60, Stuttgart.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M., 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using  $R_1 R_2$ -diagram and major-element analyses — its relationship with current nomenclature. — *Chemical Geology* 29, 183–210, Amsterdam.
- EXNER, Ch., 1976: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineaments. — *Verh. Geol. B.-A.*, 2, 3–64, Wien.
- FRANK, W., ALBER, J. & THÖNI, M., 1977: Jungalpine K/Ar-Alter von Hellglimmern aus dem Permotriaszug von Mauts-Penser Joch (Südtirol). — *Österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., Anzeiger*, 7, 102–107, Wien.
- FRANK, W., ALBER, J., SATIR, M. & THÖNI, M., 1979: Jahresbericht 1977. Geochronologisches Labor. In: *Geologischer Tiefbau der Ostalpen. Jahresbericht 1977, Teil 2.* — *Publ.* 240, 17–32, (Zentralanst. f. Meteorol. u. Geodyn.) Wien.
- GÖD, R., 1976: Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen. — *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 23, 251–273, Wien.
- KARL, F., 1959: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. — *Jb. Geol. B.-A.*, 102, 1–192, Wien.
- LÖWL, F., 1893: Die Tonalitkerne des Rieserferner in Tirol. — *Petermann's Mitt.*, 73, 112 ff., Gotha.
- PURDY, J. M. & JÄGER, E., 1976: K-Ar Ages on Rock-Forming Minerals from the Central Alps. — *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 30, 1–31, Padova.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A., 1974: The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Muthen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 7, 421–434, Stuttgart.
- SATIR, M., 1975: Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. — *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 30, 1–84, Padova.
- SCHOKLITSCH, K., 1933: Gesteinskundliche und geologische Studien im Gebiet zwischen Venediger- und Rieserferner-Gruppe. — *N. Jb. Min. Abh.*, 66, 226–274, Stuttgart.
- SENARCLENS-GRANCY, W., 1930: Die geologischen Verhältnisse am Ostende des Tonalites des Rieserferner in Osttirol. — *Zentralbl. f. Miner.*, 4, 150–153, Stuttg.
- 1931: Beiträge zur Geologie und Petrographie des Deferegger Berglandes in Ost-

- tirol. – Unveröff. Diss., 3.7.1931, Graz.
- TOLLMANN, A., 1977: Geologie von Österreich. – (Deuticke) Wien.
- TROLL, G. & HÖLZL, E., 1974: Zum Gesteinsaufbau des Altkristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol. – Jb. Geol. B.-A., 117, 1–16, Wien.

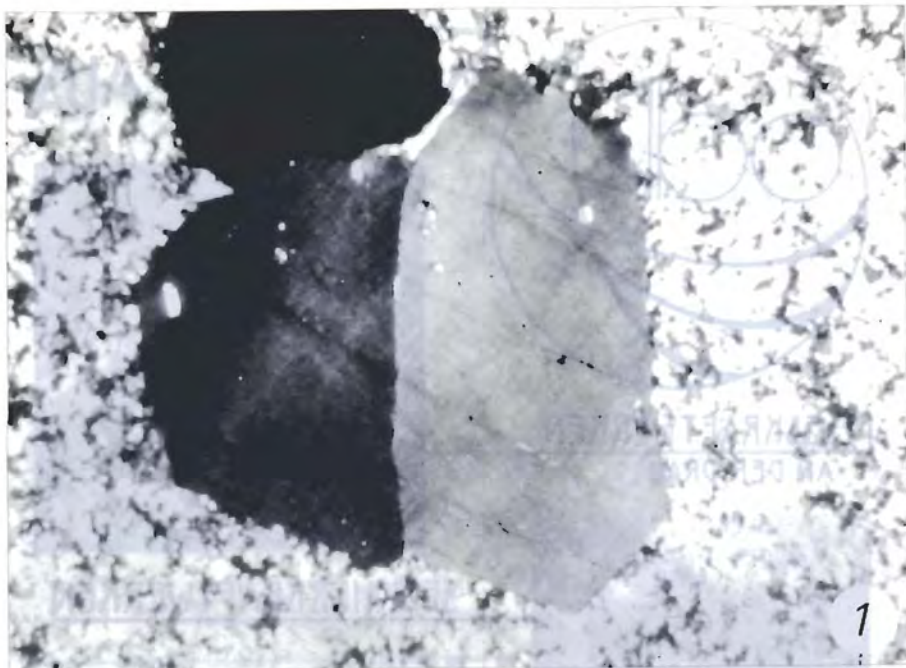
## Tafel 1

Fig. 1: Quarzeinsprengling im synintrusiven Rhyodazit  
(x Polarisatoren, 30-fache Vergrößerung)

Fig. 2: Aplitische und pegmatitische Gänge in Tonalit und Kontaktgesteinen.



# TAFEL 1





# STROM AUS

FLUSSKRAFTWERKEN  
AN DER DRAU



SPEICHERKRAFTWERKEN

DAMPFKRAFTWERKEN



FÜR DIE ZUKUNFT  
PROJEKT "OBERE DRAU", KW VOITSBERG 3

ÖSTERR. DRAUKRAFTWERKE  
AKTIENGESELLSCHAFT KLAGENFURT

# Untersuchungen zum Alter des Seckauer Kristallins

von

S. SCHARBERT

7 Abb., 4 Tab.

Adresse der Autorin:  
Dr. Susanna Scharbert  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1031 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

27

S. 173–188

Wien, März 1981



## Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung, Abstract	174
Geologische Situation	174
Das relative Alter	177
Geochronologie	178
Helle Orthogneise	178
Granitgneise östlich des Hochreichart	180
Flasergneise	181
Zweiglimmer-Metagranit (Zinkengranit)	182
Metagranite	184
Die Glimmer	185
Entwicklungsschema des Seckauer Kristallins	187
Dank	187
Literatur	188

## Abstract

Geochronological investigations on rocks and micas from the Seckau crystalline complex, part of the Austroalpine Altkristallin in Styria, have been carried out mainly by the Rb-Sr method. Whole rock analyses of an acid sheet within the paragneisses yielded an age of  $432 \pm 16$  m. y. A weakly deformed granite, according to field observations younger than the well foliated granitic gneisses has an age of about 350 m. y. Rb-Sr cooling ages of muscovites are about 330 m. y., while those of biotites lie about 75 m. y. From this it is concluded that the temperature during alpine metamorphism did not reach the blocking temperature of muscovite. It was in the range between approximately 350 and  $500 \pm 50^\circ$  C.

## Zusammenfassung

Im Seckauer Kristallin, Teil des ostalpinen Altkristallins in der Steiermark, wurden radiometrische Altersbestimmungen an Gesamtgesteinen und wenigen Glimmern durchgeführt. Ein saurer Orthogneis innerhalb der Paragneise ergab ein Alter von  $432 \pm 16$  Mio. J. Für einen Metagranit, der nach Feldbeobachtungen jünger ist als die Granitgneise, wurde ein Alter von ca. 350 Mio. J. abgeleitet. Rb-Sr Abkühlalter von Muskoviten liegen bei 330, von Biotiten bei 75 Mio. J. Die Temperaturen während der alpidischen Metamorphose lagen schätzungsweise zwischen 350 und  $500 \pm 50^\circ$  C.

## Geologische Situation

Das Seckauer Kristallin baut zum Großteil die Seckauer Tauern auf, die im Norden vom Palten- und Liesingtal, im Südosten von der Mur und im Südwesten und Westen vom Pöls- und Triebenbach begrenzt werden (Abb. 1).

Es ist Teil des ostalpinen Kristallins. Es wird im N transgressiv von der Rannachserie überlagert, über die als tektonisch höheres Stockwerk die Grauwackenzone folgt. Die klastische Rannachserie, die K. METZ 1947 altersmäßig dem Semmeringquarzit gleichstellt, lagert dem Seckauer Kristallinsockel sedimentär auf, jedoch ist die Transgressionsfläche und der Grenzbereich Kristallin/Permoskyth stellenweise intensiv durchbewegt und verschiefert.

Die Süd- und Südwestgrenze begleitet eine tektonische Zone (Flatschacher Zug,



Abb. 1: Geographische Skizze der Seckauer Tauern. Eingetragen sind die Probenfundpunkte der untersuchten Gesteine: ● helle Orthogneise, ○ Granitgneise östlich des Hochreichart, ○ Flasergneise, ▲ Zweiglimmer-Metagranit (Zinkengranit), △ Metagranite, + Pegmatit.

Gaaler Schuppenzone) aus Amphiboliten und Gneisen des Gleinalmkristallins, Anteilen des Seckauer Kristallins und der Rannachserie. Abgeschnitten durch die N-S laufende Pölsstörung grenzt das Seckauer Kristallin im Westen an die Wölzer Glimmerschiefer. Seine Fortsetzung findet es im NW im Kristallin des Bösensteinmassivs.

Der Paraschiefer- und Granitgneiskomplex des Seckauer Kristallins streicht im allgemeinen WNW bis NW mit generellem NE Fallen.

Die Paragneise sind durchwegs monotone quarzführende Biotit-Platioklas-Mikroklingsgesteine mit Granat (zonar, oft auch skelettoid), selten Hornblende, reichlich Epidot und Erz. Sie bilden den Rahmen, in dem die Gneise granitischer Zusammensetzung stecken, wobei Paragneise unterschiedlicher Mächtigkeit den Orthogneiskörpern zwischengelagert sind.

Typisch für das Seckauer Kristallin ist die große Masse der granitoiden Gneise, die in einer Fülle unterschiedlicher Typen auftreten. Dabei ist es schwierig, die einzelnen Typen scharf voneinander zu trennen und selbständigen, petrographisch definierten Körpern zuzuordnen, da texturale Übergänge von einem in den anderen Typ bestehen, bei mehr oder weniger gleichbleibender granitoider Zusammensetzung. In der Literatur (K. METZ 1976, H. SCHUMANN 1932, 1934, H. BÖCHER 1927) werden Gneisgranite, augige Granitgneise, Flasergneise, Perlgnese, Augengneise, porphyrische und feinkörnige Granitgneise, migmatische Gneise u. ä. beschrieben. K. METZ 1976 betont, daß Augengneise in porphyrische Granitgneise übergehen, die beide an „massiert auftretende Granitgneiskörper“ gebunden sind. Andererseits stehen die Augen-

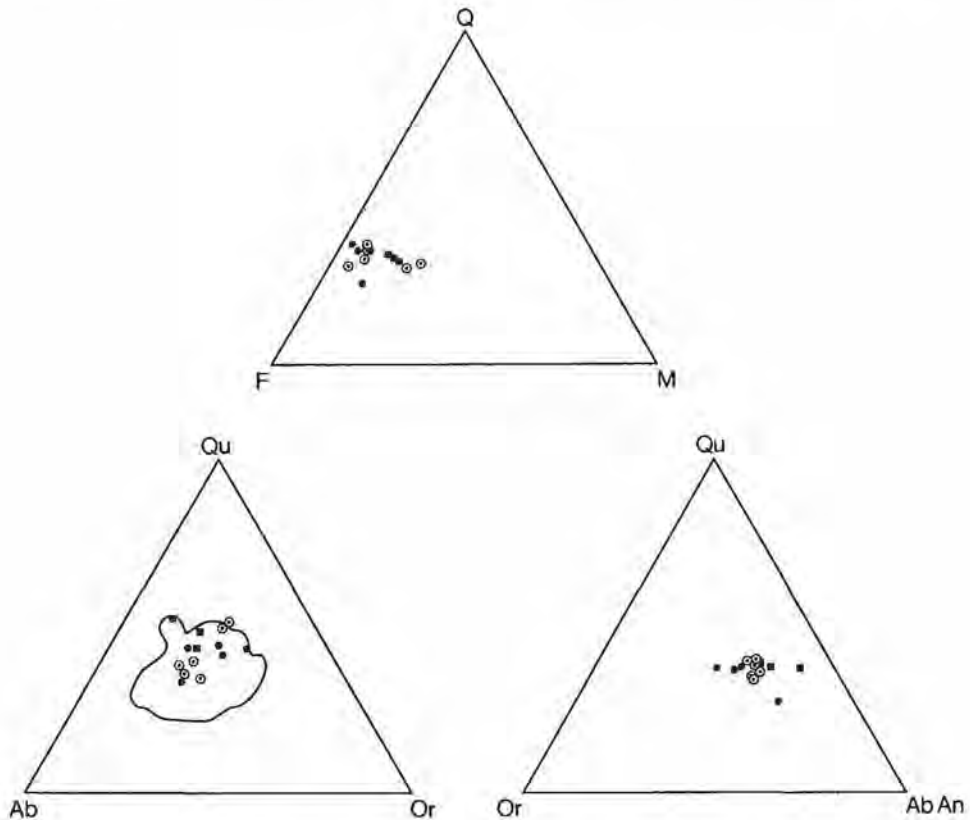


Abb. 2: Darstellung von chemisch untersuchten Gesteinen aus dem Seckauer Kristallin in den Dreiecksdiagrammen QFM, Qu-Ab-Or und Qu-Or-Ab An. Symbole: ● Metagranite s.l., ○ Granit-, Flaser- und R-Gneise (nach K. METZ), ■ Paragneise. Alle Gesteinstypen sind in ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung sehr ähnlich und liegen im Granitfeld nach H. G. F. WINKLER. Die Granite könnten durch Aufschmelzung von Paragneismaterial entstanden sein.



gneise auch in engem Verband mit Flasergneisen, die sowohl in Gneisgranite als auch in Schiefergneise übergehen können. Mit Recht meint METZ 1976 wohl, daß unter dem Begriff Flasergneise genetisch unterschiedliches Material verstanden wird. Die große Ähnlichkeit im Chemismus verschiedener Granit- s. l., Gneis- und Schiefergneistypen wird in den Diagrammen der Abb. 2 deutlich. Die Analysen stammen aus den Arbeiten von H. BÖCHER 1927 und K. METZ 1976, wobei auf die Darstellung basischer Hornblendegesteine und Pegmatit verzichtet wurde, beide selten und nicht gerade repräsentativ für den Gesteinsbestand des Seckauer Kristallins.

Abgesehen von den petrographischen Unterschieden wird hier eine grobe Unterteilung auf Grund der verschieden starken Vergneisung vorgenommen, und bei den granitoiden Gesteinen Granitgneise mit ausgeprägter Gneistextur und Metagranite mit schwacher bis fehlender Gneistextur unterschieden. Typisch für das Seckauer Kristallin ist eine Überprägung in Grünschieferfazies, die sämtliche Gesteine erfaßt hat. Sie ist im Handstück und noch deutlicher im Schliff zu sehen. Im Gelände sind überdies Verschieferungen, kataklastische Zerbrechungen bis Mylonitisierung entlang junger Störungen zu beobachten.

#### Das relative Alter

W. SCHMIDT 1921 nahm an, daß in dem Paragneiskomplex die Intrusion zweiphasig erfolgte. Die älteren Granite wurden von einer Regionalmetamorphose erfaßt (= Granite mit ausgeprägter Gneistextur), die jüngeren wurden davon verschont. Er spricht von einer „alpinen Tracht“ der Gesteine und schließt daraus auf eine tektonische Durchbewegung während der Alpenfaltung, nimmt aber bei der Dynamometamorphose keine höheren Temperaturen an. Er führt z. B. die Deformation der Quarze auf eine Kaltreckung zurück, eine Ansicht, die spätere Autoren abgelehnt haben. Die in Schliffen immer wieder beobachtbaren Kleinpflaster von Quarzen sprechen immerhin für eine Rekristallisation der Quarze bei Temperaturen der unteren Grünschieferfazies.

R. SCHWINNER 1923 nimmt ebenfalls zwei voralpidische Intrusionsphasen an, hält die Deformation aber für ebenfalls voralpidisch. Auf Grund seiner Untersuchungen am Zinken und Hochreichart beschreibt H. BÖCHER 1927 eine Metamorphose der zweiten Tiefenstufe und eine Orogenese, die Paragneise und Reichartgneise (= Granite mit ausgeprägter Gneistextur) erfaßt hat, wobei der kaum vergneiste Zinkengranit bereits gebildet gewesen sein soll, da er in Gleitbrettern im Orthogneis steckt. Nach Ablagerung der Rannachserie erfolgte eine zweite Orogenese, eine Metamorphose der ersten Tiefenstufe erfaßte Kristallin und Rannachserie.

K. METZ schließt auf Grund der permoskythischen Rannachserie auf ein voralpidisches Alter des Seckauer Kristallins, sieht aber in Teilen granitisierte Rannachserie.

Eigene Geländebeobachtungen führen zu dem Schluß, daß eine ältere Generation von Graniten in ein ?bereits metamorphes Dach eingedrungen ist. Diese älteren Granitoide wurden regionalmetamorph zu Gneisen umgeformt. Es folgte die Intrusion von Granodioriten, die reichlich Paragneisschollen führen, und Graniten sowie Gängen aus Aplit, Granit und selten Pegmatit. Daß die älteren Granite bereits als Gneise vorhanden waren, belegt ein Aufschluß ca. 800 m NNW Pt. 1565, Brandlacke, wo ein Aplitgang Schollen von biotitreichem Flasergneis führt.

Eine spätere Phase verursacht eine Vergneisung der jüngeren Intrusiva, die in den Graniten meist schwach ausgeprägt ist, in den Gängen jedoch eine viel stärkere Auswirkung hatte. In diesen Zyklus fällt die bereits oben erwähnte Metamorphose in

Grünschieferfazies, die zu intensiver Serizitisierung, Füllung der Plagioklase, Epidot- und Chloritbildung etc. geführt hat. Da Kristallin und Rannachserie davon erfaßt wurden, muß sie alpidisches Alter haben.

### Geochronologie

Für die radiometrische Altersbestimmung wurde die Rb-Sr Methode angewandt, zwei Glimmer wurden zusätzlich mit der K-Ar Methode untersucht. Die Proben waren 25–30 kg schwer, zwei lagen knapp darunter. Bei den meisten Gesamtgesteinsproben wurden Rb und Sr mit der Röntgenfluoreszenz ermittelt und daraus das  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnis errechnet, nachdem das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnis an ungespiketen Proben massenspektrometrisch gemessen worden war (R. J. PANKHURST & R. K. O'NIONS 1973). Bei den KAW Proben wurden Rb und Sr mit der Isotopenverdünnungsmethode massenspektrometrisch bestimmt, das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnis aus den gespiketen Proben errechnet. Die Altersdaten basieren auf der  $^{87}\text{Rb}$  Zerfallskonstante  $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}$ . Die K-Ar Daten wurden mit folgenden Konstanten berechnet:

$$\lambda_{40\text{K}} = 5.544 \times 10^{-10} \text{ x a}^{-1}, \lambda_{40\text{K}\epsilon} / \lambda_{40\text{K}\beta} = 0.117, {}^{40}\text{K} = 0.01167 \text{ Atom-\% K.}$$

Alle Fehler sind  $2\sigma$ .

Der Versuch, für die Isochronendarstellung ähnliche Gesteinstypen zusammenzufassen, die Proben im Gelände aber doch so gestreut zu nehmen, daß ein Gesteinskörper repräsentativ beprobt ist, war, wie später gezeigt wird, durchaus nicht immer zielführend. Unterschiedliches Ausgangsmaterial heute identischer Gesteine, unvollständige Strontiumhomogenisierung während ihrer Bildung und der Einfluß der Metamorphosen mögen die Ursachen sein, daß die Ergebnisse zum Teil nicht befriedigen. Für weitere Untersuchungen empfiehlt es sich, kleinräumigere, homogene Bereiche zu beproben, die wahrscheinlich im Aufschlußbereich, in der Größe weniger Meter liegen.

Die Probenlokalitäten sind in der Abb. 1 eingetragen. Die exakten Fundpunkte können der Datenkartei Geopunkt der Geologischen Bundesanstalt entnommen werden.

### Helle Orthogneise

Am Westrand des Seckauer Kristallins liegt konkordant im Paragneis ein wenige hundert Meter mächtiger Zug von hellen Orthogneisen, der über wenigstens 4 km im Streichen zu verfolgen ist. Diese Gneise sind meist ausgezeichnet geschiefert, sehr zäh und arm an Biotit. Dadurch unterscheiden sie sich sehr deutlich von allen Gneistypen im Inneren des Massivs. Stellenweise sind sie massig struiert, der grobkörnige Biotit ist dann in spärlichen Nestern angereichert, während er in den vergneisten Typen als feine Scheiterchen in s eingeregelt ist. U. d. M. zeigt sich, daß alle Mineralkomponenten xenomorph sind. Alkalifeldspat als Flecken- und Aderperthit überwiegt den polysynthetisch verwilligten, stets gefüllten Plagioklas. Der tritt auch als kleine Einsprenglinge im Mikroklin auf. Biotit ist mittelbraun und führt selten Sagenit. Zonarer Epidot ruft im Biotit pleochroitische Höfe hervor. Chlorit und Muskovit (abgesehen von der Serizitfüllung der Plagioklase) ist selten. Granate treten in Aggregaten auf, die ein Großkorn andeuten, aber aus winzigen unzusammenhängenden Individuen besteht. Der Quarz tritt als größere rundliche Körner oder als klares, kleinkörniges Pflaster auf und weist somit eine recht gute Rekristallisation auf. Abweichend von dem beschriebenen Mineralbestand ist die Probe AB 73, die fast ausschließlich neben Quarz

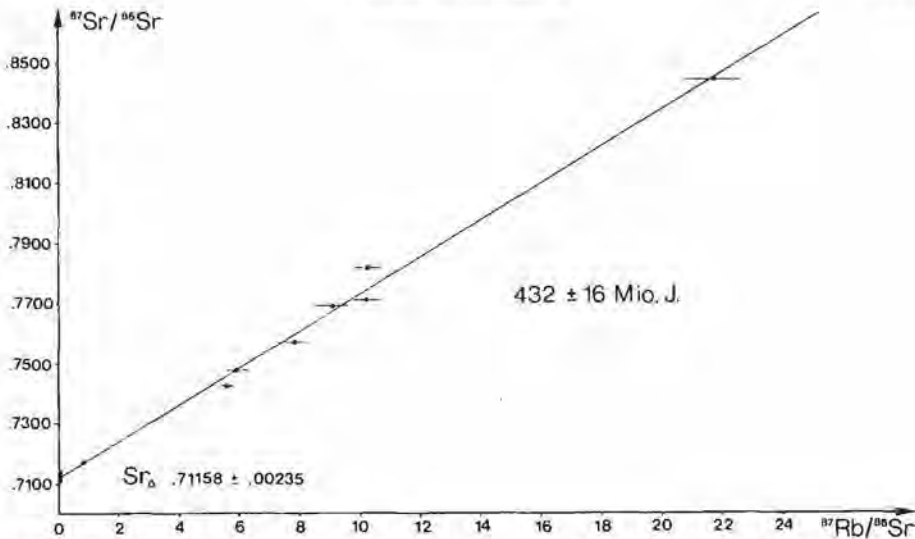


Abb. 3: Sr-Entwicklungsdiagramm der hellen Orthogneise. Das Alter von  $432 \pm 16$  Mio. J. belegt einen altpaläozoischen Magmatismus.

Tab. 1: Rb-Sr Analysendaten der hellen Orthogneise

Probe Nr.	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
AB 73	27.2	98.7	$.799 \pm .034$	$.71719 \pm .00008$
AB 70	99.9	52.2	$5.55 \pm .24$	$.74277 \pm .00010$
AB 43	140	68.4	$5.94 \pm .40$	$.74769 \pm .00012$
AB 44	160	59.8	$7.80 \pm .53$	$.75814 \pm .00012$
AB 3	128	41.3	$9.05 \pm .62$	$.76846 \pm .00012$
AB 69	158	45.0	$10.24 \pm .45$	$.78166 \pm .00014$
Ab 71	121	34.3	$10.27 \pm .45$	$.77127 \pm .00010$
Ab 72	236	31.8	$21.73 \pm .98$	$.84421 \pm .00014$

rundliche Plagioklasse führt; der Mikroklin kommt selten als Zwickelfüllung vor. Die abweichende mineralogische Zusammensetzung schlägt sich auch in den von den Durchschnittswerten abweichenden Rb und Sr Gehalten nieder (Tab. 1).

Die gleichen Gneise wurden in Verbindung mit Paragneisen auch im östlichen Teil des Massivs im Feistritzgraben und im südlichen Randbereich des Bösensteinkristallins gefunden. Zur Altersbestimmung wurden sie nicht herangezogen wegen mangelnder Frische einerseits, andererseits wegen der Entfernung vom hier untersuchten Körper. Die Orthogneise scheinen jedoch ein markanter lithostratigraphischer Horizont im Parakomplex zu sein. Typisch für sie ist ihr geringer Sr Gehalt.

Die 8 Proben (Analysendaten s. Tab. 1) bilden im Sr-Entwicklungsdiagramm eine lineare Anordnung (Abb. 3). Die Steigung der daraus resultierenden Geraden definiert ein Alter von  $432 \pm 16$  Mio. J. Die Abweichung der Probenpunkte von einer Geraden übersteigt den Analysenfehler, sodaß es angebracht ist, nicht von einer Isochrone, sondern einer Errorchrone zu sprechen. Gleichwohl halte ich das Alter für relevant. Dieses kaledonische Datum belegt das zumindest altpaläozoische Alter der Paragneise und die nun auch im Seckauer Kristallin nachgewiesene magmatische Tätigkeit im Or-

doviz/Silur Grenzbereich, die in anderen Teilen des ostalpinen Kristallins wiederholt datiert wurde (vgl. H. P. SCHÖNLAUB & S. SCHARBERT 1978).

#### Granitgneise östlich des Hochreichart

Der Stubalm- und Gotsbach durchneiden einen mächtigen Körper von grobkörnigen Granitgneisen, auf denen die Metasedimente der Rannachserie liegen. In der Literatur werden sie als Reichartgneis (Augengneis), flatschiger Augengneis und Flasergneis mit Mikroklin beschrieben. Das verhältnismäßig glimmerreiche Gestein mit durchwegs porphyrischer Struktur ist stark verschiefert und enthält Feldspateinsprenglinge bis 1.5 cm Größe. Selten führt es Einschlüsse eines fast glimmerfreien, hellen, granatführenden Gneises. Im Dünnschliff fallen große Alkalifeldspate auf, die den feinkörnigen Plagioklas überwiegen. Der Feldspat ist durchwegs xenomorph und enthält Einschlüsse von Plagioklas, der mitunter vom Wirtsmaterial aufgezehrt wird, und kleinflockige Quarzaggregate. Er ist sehr stark perthitisch entmischt und enthält außerdem ausgedehnte Domänen von verzwilligtem Albit. Manche Individuen erwecken den Eindruck, daß sie als Blasten (weiter)gewachsen sind. Quarze unterschiedlicher Größe sind gelängt und undulös. Mitunter gefaltete Züge von Biotit und Serizit umfließen die großen Feldspate und Quarzanhäufungen. Als Akzessorien findet man reichlich Epidot und Titanit (Leukoxen), weiters Zirkon, Apatit und wenig Chlorit. Calcit (bis 2 %) kommt in allen Proben vor, auffallenderweise nicht nur in der Grundmasse, sondern im Alkalifeldspat. H. BÖCHER 1927 leitet ihn von Karbonatlinsen in der unmittelbar auflagernden Rannachserie ab.

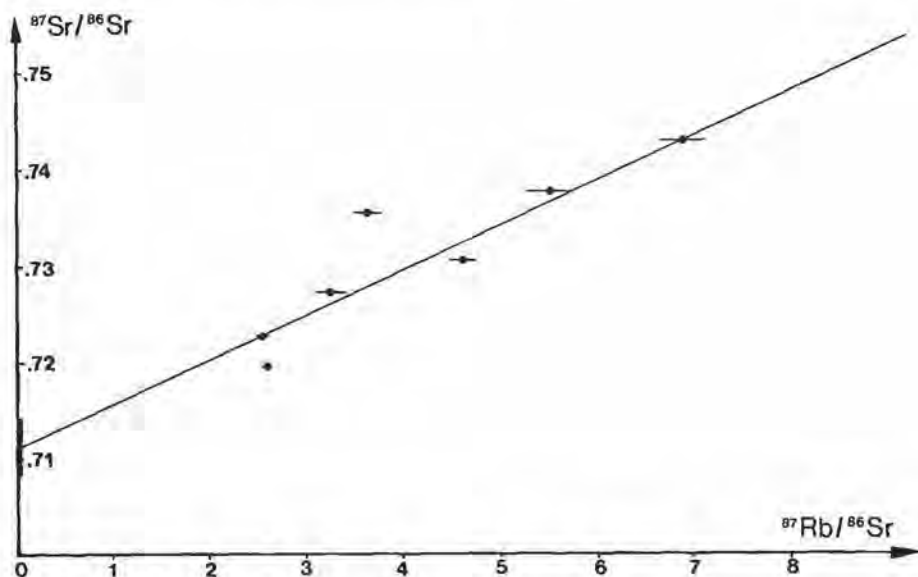


Abb. 4: Sr-Entwicklungsdiagramm der Granitgneise östlich des Hochreichart. Die Probenpunkte streuen. Die Gesteine haben vermutlich zwei Metamorphosestadien durchlaufen. Während der alpidischen Metamorphose wurden sie durch die überlagernden Sedimente der Rannachserie chemisch-mineralogisch verändert, und ihr Sr-Isotopensystem beeinflusst.



Tab. 2: Rb-Sr Analysendaten der Granit- und Flasergneise

Probe Nr.	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Granitgneise östlich des Hochreichart				
AB 38	141	162	$2.52 \pm .08$	$.72275 \pm .00009$
AB 52	142	159	$2.58 \pm .05$	$.71955 \pm .00006$
AB 66	145	131	$3.20 \pm .14$	$.72722 \pm .00010$
AB 54	129	104	$3.61 \pm .14$	$.73547 \pm .00010$
	(130)	(103)	(3.65)	(.73535 $\pm$ .00010)
Ab 36	81.3	51.5	$4.58 \pm .16$	$.73048 \pm .00013$
AB 65	136	71.6	$5.51 \pm .25$	$.73786 \pm .00012$
AB 35	148	63.0	$6.87 \pm .24$	$.74300 \pm .00010$
Flasergneise				
AB 33	90.1	426	$.610 \pm .011$	$.70868 \pm .00008$
AB 40	96.4	448	$.625 \pm .011$	$.70856 \pm .00008$
AB 2	119	174	$1.98 \pm .034$	$.72175 \pm .00008$
AB 34	119	146	$2.38 \pm .04$	$.72429 \pm .00013$
AB 32	116	140	$2.40 \pm .04$	$.72230 \pm .00010$
AB 41	152	117	$3.75 \pm .07$	$.73106 \pm .00009$

Die untersuchten Proben ergeben keine Isochrone (Abb. 4, Tab. 2). Negiert man die Punkte AB 52 und 54, läßt sich ein variszisches Alter errechnen. Mag das Weglassen der Probe AB 52, die aus einem Metagranitareal des südlichen Rannachgraben stammt, gerechtfertigt sein, so besteht kein Grund mit der Probe AB 54 ebenso zu verfahren, die aus dem gleichen Gneiskomplex wie die anderen Proben stammt. Zur Absicherung der Spuren- und Isotopenpendaten wurde die gesamte Probe (35 kg) noch einmal geteilt, gemahlen und analysiert, um einen Aufbereitungs- und Analysenfehler auszuschließen (vgl. Tab. 2).

Die Streuung der Analysenpunkte könnte m. E. folgendermaßen gedeutet werden: Auf Grund der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung war das untersuchte Gestein ursprünglich sicher ein Granit. Er wurde regionalmetamorph umgeprägt (erste Metamorphose der zweiten Tiefenstufe nach H. BÖCHER). Die Alkalifeldspate mit ihren in die Grundmasse fingernden Umrissen lassen auf ein blastisches Wachstum schließen. Es scheint, daß in ihnen nicht nur eine albitische Entmischung, sondern auch eine Albitisierung um sich gegriffen hat. Calcit ist sicher nicht zufällig an den Alkalifeldspat gebunden. Die Vermutung liegt nahe, daß während der alpidischen Metamorphose aus den Sedimenten der transgressiven Rannachserie stammende saline Fluide unter den Bedingungen der Grünschieferfazies bis in den Gneis zirkulierten und chemische Reaktionen bewirkten (Karbonatkristallisation, ? Albitisierung), wobei der Isotopenhaushalt erheblich gestört worden ist.

#### Flasergneise

Unter diesem Begriff zusammengefaßte Gesteine sind relativ glimmerreiche Gneise granitischer Zusammensetzung, häufig mit reichlich Feldspatäugen. Stellenweise sind sie intensiv geschiefert und gestreckt und sind dann reich an Serizithäutchen. Die Alkalifeldspate führen, oft schnurartig aneinander gereihete, kleine gefüllte Plagioklase

und randlich Myrmekit. Die braunen Biotite sind in den stärker geschieferten Typen fein zerrieben, Serizit, zu Zügen angeordnet, ist häufig, Epidot ist reichlich vorhanden. Die Quarze sind gelängt mit verzahnten Korngrenzen.

Die beiden Flasergneise aus dem Gaalgraben und dem Bärental (NW davon) unterscheiden sich von denen aus dem Gebiet des Ingeringgrabens durch das Auftreten einige Millimeter großer Titanite, olivstichiger Biotite und geringer Calcitführung. Deutlich höher ist auch der Gehalt an Sr (Tab. 2). Sie liegen im Sr-Entwicklungsdiagramm weit ab von einer durch die vier restlichen Punkte gedachten Geraden, und man kann mit Recht annehmen, daß es sich hier um einen genetisch anderen Gesteinstyp handelt (Abb. 5).

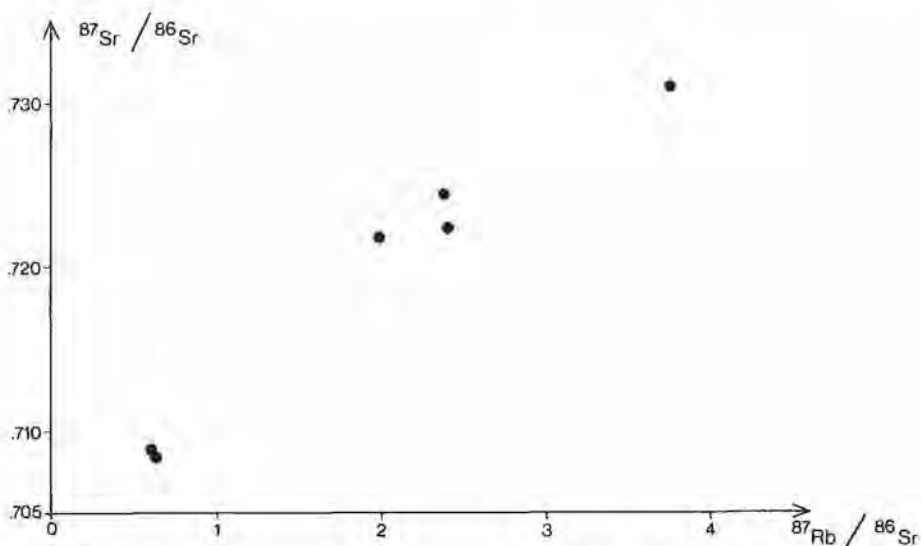


Abb. 5: Sr-Entwicklungsdiagramm der Flasergneise. Die Proben streuen stark, sodaß sich keine Isochrone ergibt.

Aus der oben erwähnten Geraden läßt sich ein Alter von  $340 \pm 110$  Mio. J. errechnen, das kaum einen Aussagewert hat.

#### Zweiglieder-Metagranit (Zinkengranit)

Dieses helle, fein- bis mittelkörnige Gestein ist in der Umgebung des Zinken aufgeschlossen, gleiche Typen, in schmalen Lamellen auftretend, wurden auch im Vorwitzgraben beprobt. Der Plagioklas überwiegt den Alkalifeldspat, ist polysynthetisch verzwilligt und mit Hellglimmer durchsetzt. Zum randlich chloritisierten Biotit tritt Muskovit hinzu.

Drei Proben des Granits liegen auf einer Geraden (Analysendaten s. Tab. 3, rechte Seite der Abb. 6), deren Steigung ein Alter von  $354 \pm 16$  Mio. J. ergibt. Nun soll man eine Gerade durch drei Punkte, die noch dazu aus unterschiedlichen Körpern kommen, nicht Isochrone nennen, doch läßt sich das vorhin genannte Alter durch weitere Daten der Probe KAW 1253 abstützen. Aus der Probe KAW 1253 wurden Biotit und Muskovit isoliert und analysiert, die alpidische bzw. variszische Abkühlalter ergaben (s. unten). Üblicherweise errechnet man Glimmeralter aus einer Zweipunktisochrone,

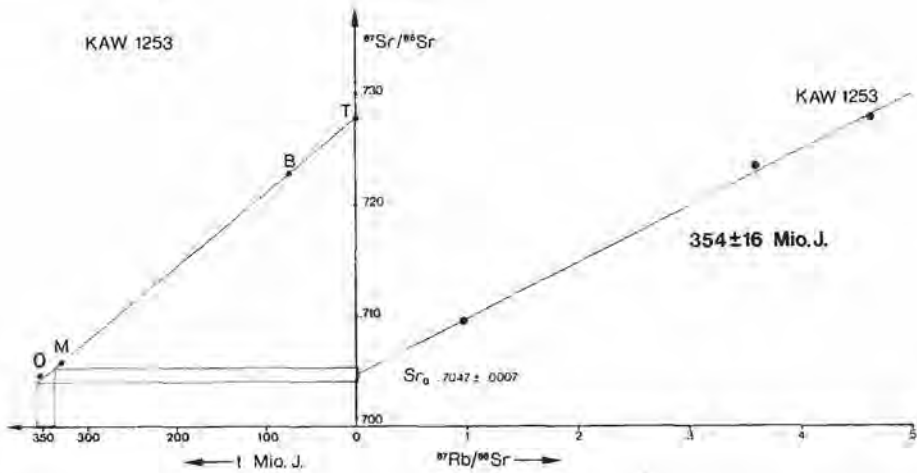


Abb. 6: Sr-Entwicklungsdiagramm des Zweiglimmer-Metagranits (Zinkengranit). Die Isochrone, dargestellt in der rechten Hälfte des Diagramms, definiert ein Alter von  $354 \pm 16$  Mio. J. Das gleiche Alter ergibt sich aus der Entwicklung des Sr-Isotopenverhältnisses der Probe KAW 1253. T, B und M sind das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnis heute, zur Zeit der Schließungstemperatur von Biotit und Muskovit, aufgetragen gegen eine Zeitskala. Die Projektion des Schnittpunktes dieser Geraden mit dem Fehlerfeld des initialen Strontiums der Isochrone fällt in einen Zeitraum von ungefähr 350 Mio. J.

Tab. 3: Rb-Sr Analysendaten der Metagranite

Probe Nr.	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Zweiglimmer-Metagranit (Zinkengranit)				
AB 5	37.4	112	$.966 \pm .034$	$.70945 \pm .00008$
AB 4	139	112	$3.59 \pm .14$	$.72328 \pm .00007$
KAW 1253	182	114	4.63	.7277
Metagranite aus dem Feistritzgraben				
AB 12	105	392	$.775 \pm .052$	$.71011 \pm .00010$
AB 13	109	403	$.786 \pm .055$	$.71136 \pm .00006$
AB 14	99.1	293	$.979 \pm .069$	$.71215 \pm .00008$
KAW 1252	131	296	1.288	.7123
AB 11	149	269	$1.598 \pm .110$	$.71410 \pm .00010$
Metagranite aus dem südlichen Rannachgraben				
AB 53	110	267	$1.195 \pm .081$	$.71300 \pm .00010$
AB 68	138	325	$1.224 \pm .056$	$.71246 \pm .00016$
AB 67	131	217	$1.751 \pm .110$	$.71668 \pm .00010$
AB 47	95.0	163	$1.692 \pm .115$	$.71536 \pm .00010$

die durch die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  und  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  Werte von Glimmer und Gesamtgestein definiert wird. Der Schnittpunkt dieser Geraden mit der Abszisse des Sr-Entwicklungsdiagramms ergibt das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Verhältnis, das das Gestein (und der Glimmer) zu dem Zeitpunkt hatte, als die radiometrische Uhr für den Glimmer zu zählen begann. D. h., es läßt sich das Sr-Isotopenverhältnis des Gesteins KAW 1253 vor 331 und 77 Mio. J. (Abkühlalter des Muskovits bzw. Biotits) errechnen. Aufgetragen gegen eine Zeitskala (linke Seite der Abb. 6) läßt sich durch die Punkte T, B und M (Sr-Zusammensetzung des Gesteins heute, zur Zeit der Abkühlung des Biotits und des Muskovits auf ihre Schließungstemperaturen) eine Gerade ziehen, die außerdem nahe von Punkt 0 läuft, das ist das initiale Sr-Isotopenverhältnis zur Zeit der Bildung des Granits, wie es aus der „Isochrone“ errechnet worden ist. Unter Berücksichtigung des Fehlers von  $\text{Sr}_0$  läßt sich durch Projektion auf die Zeitskala graphisch ein Alter von ungefähr 350 Mio. J. ablesen. Der so abgeleitete Wert stimmt mit dem „Isochronenalter“ überein und beweist, daß letzterer kein Zufallswert ist. Bestätigt wird zugleich das niedere initiale Sr von .7047, das unter dem Wert zur Zeit der Schließungstemperatur des Muskovits liegen muß.

### Metagranite

Die hier untersuchten Gneisgranite wurden auf Grund ihres geographischen Vorkommens in zwei Gruppen geteilt, wobei eine scharfe Trennung in unterschiedliche Typen schwer fällt (Abb. 7). Durch Zunahme der Feldspateinsprenglinge gehen sie fließend ineinander über. Die Proben südlich des Feistritzgrabens sind dunkle, geschieferte Gesteine mit feinkörniger Quarzmatrix, deren Feldspäte größen- und mengenmäßig so zunehmen, daß man sie als echte Gneisgranite bezeichnen kann. Sie gehen aus Schiefergneisen durch Zunahme der idiomorphen Feldspäte hervor und haben eine Ausdehnung von etlichen Metern (Ab 12, 13, 14). Die Proben N des Feistritzbaches (KAW 1252 und AB 11) stammen aus einem homogenen Granitareal, das den Bergzug N des Tales aufbaut.

Im südlichen Rannachgraben sind ebenfalls im Meterbereich im Habitus wechselnde porphyrische Granite aufgeschlossen (AB 53, 67, 68). Sie führen feinkörnige Paragneisschollen und stehen im Kontakt mit flaserigen Granitgneisen und Schiefergneisen. Die Aufschlüsse sind von Störungen durchzogen, die Aplit- und Quarzgängchen führenden Granite dann verschiefert und vergrünt. Alle Gesteinstypen zeigen im Mikroskop ähnliche Merkmale: Sie sind kataklastisch und stark serizitisiert. Die Einsprenglinge von Alkalifeldspat sind voll serizitierter Plagioklaseinschlüsse, der Biotit tritt in kleinen Fetzen auf und ist mitunter mit Chlorit verwachsen. Alle Granite führen Titanit (Leukoxen), als weitere Akzessorien Epidot, Apatit, selten Granat. Abweichend von den Graniten ist das Gestein AB 47 aus dem Rannachgraben: Es ist ein fein- bis mittelkörniges Gestein ohne Einsprenglinge bei sonst gleichem Mineralbestand. Der Alkalifeldspat ist reich an Einschlüssen inklusive Karbonat und hat völlig diffuse Grenzen. Es mag sich um einen gefeldspateten Schiefergneis handeln (R-Gneis nach METZ), da im gleichen Aufschluß ein gleichkörniger, lagenweise augiger Granit vorkommt, in dessen Nachbarschaft der Gneis einen perlgneisartigen Habitus annimmt.

Aus den untersuchten Proben läßt sich keine Isochrone konstruieren (Abb. 7, Tab. 3). Mit Ausnahme der Proben N des Feistritzbaches hat es sich wahrscheinlich nie um homogene Granite in bezug auf das Sr-System gehandelt, sondern um lokale „Granitisationen“, die niemals das Stadium einer gut durchmischten Schmelze durchlaufen haben.



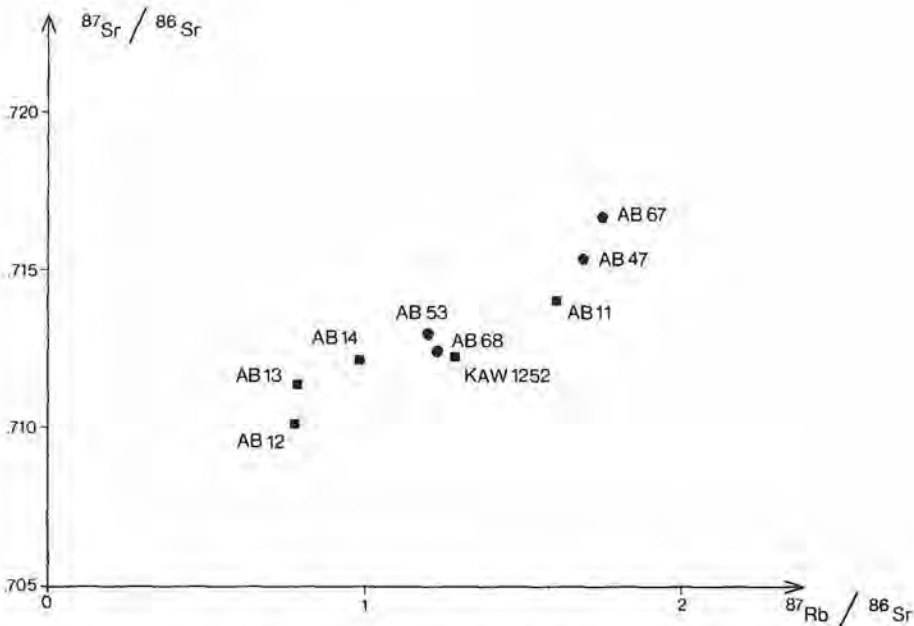


Abb. 7: Sr-Entwicklungsdiagramm der Metagranite. ■ Metagranite aus dem Feistritzgraben, ● Metagranite aus dem südlichen Rannachgraben. Während der Granitbildung wurde kein Isotopengleichgewicht erreicht.

### Die Glimmer

Aus dem Flasergneis AB 2, einem grobkörnigen porphyrischen Metagranit KAW 1252, dem Zinkengranit KAW 1253 und AB 4 und einem Pegmatit, KAW 1225, wurden Biotite und grobkörnige Muskovitfraktionen analysiert. Die Analysendaten und Altersergebnisse sind der Tabelle 4 zu entnehmen.

Die Rb-Sr Daten der Muskovite sind praktisch identisch und liegen bei 330 Mio. J. Da der Granit und der Pegmatit sicher nicht gleichzeitig intrudierten, das Bildungsalter des Granits außerdem mit rund 350 Mio. J. datiert wurde, kann man diese Daten als Abkühlalter nach der Platznahme deuten.

Die Rb-Sr Daten der Biotite liegen zwischen 70 und 77 Mio. J. Der Glimmer der Probe AB 2 mit 70 Mio. J. liegt etwas niedrig und ist kein verlässlicher Alterswert, da er aus einer vielfach überspiketen Probe errechnet wurde. Es ist aber ein Hinweis, daß er in der gleichen Größenordnung liegt. Sein scheinbares K-Ar Alter liegt mit 91 Mio. J. um ca. 20 Mio. J. höher. Der Glimmer enthält möglicherweise Überschußargon oder wurde nicht vollständig verjüngt.

Aus diesen wenigen Daten kann man ableiten, daß die alpidische Metamorphose, die das Seckauer Kristallin erfaßt hat, nicht so hoch temperiert war, daß sie die Muskovite in bezug auf das Rb-Sr System verjüngt hat. Es wurden die Biotite alpidisch verjüngt, und die Temperatur war so hoch, daß das K-Ar Alter eines Muskovits verjüngt wurde (der gleiche Muskovit hat nach einer vorläufigen Untersuchung ebenfalls ein variszisches Rb-Sr Alter). Da die Zeitdifferenz zwischen Biotit- (rund 75 Mio. J.)

Tab. 4: Analysendaten der Glimmer

Probe Nr.	$^{87}\text{Rb}$ ppm	$^{87}\text{Sr}$ rad ppm	% rad	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	rad %	Argon 40 $\text{Ncm}^3 \cdot 10^{-6}/\text{g}$	% K	Alter Mio. J.
Muscovite										
KAW 1225	139	.666	34.77	18.65	79.1	1.0883				$329 \pm 12$
Gesamtgestein	10.04	.122	1.895	91.5	1.12	.7236				$331 \pm 7$
KAW 1253	175	.822	57.8	9.46	207	1.6822				$105 \pm 4$
AB 4							92.8	36.63	8.92	
Biotite										
KAW 1253	326	.375	27.5	14.57	235	.9799				$77 \pm 4$
KAW 1252	233	.247	36.1	6.54	378	1.1105				$74 \pm 3$
AB 2	230	.230	64.1	2.08	1272	1.9782				70
							94.10	28.29	$7.91_s$	$91 \pm 2$

und K-Ar Muskovitalter (105 Mio. J.) hoch ist, und eine so langsame Abkühlung von der Schließungstemperatur des Muskovits auf die Schließungstemperatur des Biotits (ungefähres Temperaturintervall 50–100°) unwahrscheinlich ist, kann der 105 Mio. J. Alterswert auf unvollständige Entgasung oder auf Überschußargon hinweisen. Die alpidischen Rb-Sr Biotitwerte werden daher als Abkühlalter interpretiert.

Die Temperatur während der alpidischen Metamorphose im Gebiet des Seckauer Kristallins lag, den Erfahrungen aus anderen Gebieten vorsichtig folgend (vgl. J. W. PURDY & E. JÄGER 1976), demnach zwischen der Schließungstemperatur von Muskovit für das Rb-Sr und das K-Ar System, also höher als ca. 350° und unter 450–500°C.

#### Entwicklungsschema des Seckauer Kristallins

Die geochronologischen Untersuchungen und feldgeologischen Beobachtungen ergeben, daß im Seckauer Kristallin ein variszisch konsolidiertes Kristallin vorliegt. Seine ältesten Anteile, die Paragneise, haben zumindest altpaläozoisches Alter. Die darin eingelagerten Orthogneise belegen mit  $432 \pm 16$  Mio. J. das im ostalpinen Kristallin verbreitete kryptische „kaledonische Ereignis“ (vgl. H. BÖGEL et al. 1979). Ob den Magmatismus andere orogene Ereignisse (Faltung, Metamorphose) begleitet haben, muß offen bleiben. Die Platznahme von beträchtlichen Massen granitoiden Materials (Granitgneise mit ausgeprägter Gneistextur) muß hingegen während eines orogenen Zyklus stattgefunden haben, der auf Grund der Temperatur- und Druckbedingungen die Bildung weiträumiger Schmelzen ermöglichte. Sie könnten anatektischen Ursprungs sein. Der Chemismus der Paragneise (vgl. Abb. 2) mit seinen geringen Anteilen basischen Materials kommt einer granitischen Zusammensetzung sehr nahe und ist als Edukt der Granitgneise denkbar. Anschließend wurden die Granitoide zu Gneisen deformiert und metamorphosiert. Nach den vorliegenden Daten hat dieses Geschehen vermutlich altvariszisches Alter, da die jüngeren Intrusiva (Zinkengranit) spätestens an der Wende Unter/Oberkarbon ( $354 \pm 16$  Mio. J.) intrudierten, und die regionale Abkühlung auf ca. 500° mit 330 Mio. J. ins Oberkarbon fällt. In dieser jüngeren Phase der Granitbildung erfolgt neben der Platznahme homogener Granite aus gut durchmischten Schmelzen, die aus tiefen Krustenbereichen gefördert worden sind (Zinkengranit mit einem initialem Sr-Verhältnis von .704) eine lokale „Granitisation“ von wolkig und diffus auftretenden inhomogenen Graniten (Bereiche einer lokalen Anatexis?).

Die schwache Vergneisung der Metagranite und die Überprägung aller am Aufbau des Kristallins beteiligter Gesteine fand unter Bedingungen der Grünschieferfazies während der alpidischen Gebirgsbildung statt. Die regionale Abkühlung auf ca. 300° erfolgte vor rund 75 Mio. J.

#### Dank

Die Autorin ist folgenden Personen und Institutionen zu herzlichstem Dank verpflichtet: Frau Prof. E. Jäger und den Angehörigen des Geochronologischen Labors am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern, wo die KAW Proben aus Mitteln des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung untersucht wurden; der Abteilung für Geochronologie der BGR, Hannover, die unter der Leitung von Prof. I. Wendt und H. Kreuzer die K-Ar Bestimmungen durchgeführt hat; den Kollegen des Department of Geology der Universität Oxford, die in großzügiger Weise die Benützung ihres Geochronologischen Labors er-

möglichten. Prof. H. W. Flügel hat aus Mitteln für das Hochschulprojekt N 25 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich den Aufenthalt in England teilweise finanziert. Frau Doz. E. Kirchner hat die chemischen Analysen mittels Computer verrechnet. Prof. K. Metz hat mich in das Gebiet der Seckauer Tauern eingeführt, ihm und meinen Kollegen F. Fehleisen, H. P. Schönlaub und A. Daurer danke ich ebenso wie meinem Vater, die ihre Kräfte beim Probensammeln eingesetzt haben. Die Forstverwaltung in Wasserberg und Kalwang erlaubten die Befahrung der Forststraßen.

#### Literatur

- BÖCHER, H., 1927: Zur Geologie des Hochreichart und des Zinken in den Seckauer Tauern. — Mitt. des Naturwiss. Vereins für die Steiermark, 63, 136–149, Graz.
- BÖGEL, H., MORTEANI, G., SASSI, F. P., SATIR, M. & SCHMIDT, K., 1979: The Hercynian and pre-Hercynian Development of the Eastern Alps. Report on a Meeting. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 159, 87–112, Stuttgart.
- FAURE, G., 1977: Principles of Isotope Geology. — 464 S., (John Wiley & Sons), Santa Barbara—London—Sydney—Toronto.
- METZ, K., 1947: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmeringmesozoikums nach Westen. — Verh. Geol. B.-A., 1945, 91–103, Wien.
- 1976: Der geologische Bau der Seckauer und Rottenmanner Tauern. — Jb. Geol. B.-A., 119/2, 151–205, Wien.
- PANKHURST, R. J. & O'NIONS, R. K., 1973: Determination of Rb/Sr and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  of some Standard Rocks and Evaluation of X-Ray Fluorescence Spectrometry in Rb-Sr Geochemistry. — Chemical Geology, 12, 127–136, Amsterdam.
- PURDY, J. W. & JÄGER, E., 1976: K-Ar Ages on Rock forming Minerals from the Central Alps. — Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, 30, Padova.
- SCHMIDT, W., 1921: Grauwackenzone und Tauernfenster. — Jb. Geol. Staatsanst., 71, 101–116, Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P. & SCHARBERT, S., 1978: The Early History of the Eastern Alps. — Z. dt. geol. Ges., 129, 473–484, Hannover.
- SCHUMANN, H., 1932: Petrographische Begehungen in den Seckauer Tauern. — Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 69, 289–292, Wien.
- 1934: Petrographische Begehungen in den Seckauer Tauern. — Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 71, 145–149, Wien.
- STEIGER, H. R. & JÄGER, E., 1976: Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. — E.P.S.L., 36, 359–362, Amsterdam.
- SCHWINNER, R., 1923: Die Niederen Tauern: Bisherige Ergebnisse, Aufgaben und Ausblicke der geologischen Erforschung. — Geol. Rundschau, 14, 25–56, 155–163, Berlin.
- WINKLER, H. G. F., 1974: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. — 3rd ed., Springer, Berlin.



Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie  
des Bergbaurevieres S c h e l l g a d e n

von

R. GÖD

2 Abb., 2 Tab.

Anschrift des Verfassers:  
Dr. Richard Göd  
2352 Gumpoldskirchen,  
Wagnergasse 7

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

27

S. 189–200

Wien, März 1981

## Inhaltsangabe

1. Einleitung . . . . .	190
2. Geologische Übersicht . . . . .	190
3. Petrographische Untersuchungen . . . . .	191
3.1 „Dunkle Serie“ . . . . .	191
3.2 „Helle Serie“ . . . . .	195
3.3 Lagerquarze . . . . .	198
4. Bemerkungen zur Geochemie . . . . .	198
5. Zusammenfassung . . . . .	198
6. Kritische Schlußbemerkungen . . . . .	199

## 1. Einleitung

Mit dem Namen „Schellgaden“ sind eine Reihe von Au-führenden Kieslagerstätten verknüpft, die dem NE- und E-Rand des Zentralgneises der Hochalm-Ankogelgruppe folgen. Die wichtigsten dieser Baue sind um die Ortschaft Schellgaden gruppiert. Im Zuge einer Neuuntersuchung dieses alten Bergbaureviers durch die VÖEST-ALPINE hinsichtlich des Auftretens von Scheelit erfolgten in den Sommermonaten 1978 umfangreiche ober- und untertägige Kartierungsarbeiten. Die vorliegende Arbeit berichtet über die Ergebnisse petrographisch-geochemischer Untersuchungen der dabei gesammelten Proben, die schwerpunktmäßig dem größten der befahrbaren Baue, dem „Stüblbau“ entnommen wurden.

Die Analyse der Haupt- und Spurenelemente mit Ausnahme des W und des Mo wurde durch das Entgegenkommen der Herren Professoren Dr. W. RICHTER (Inst. f. Petrologie, Univ. Wien) und Dr. A. PREISINGER (Inst. f. Kristallographie u. Strukturchemie, TU Wien) ermöglicht und selbst durchgeführt. Die W- und Mo-Gehalte bestimmte entgegenkommenderweise Herr Prof. SCHROLL (BVA, Wien). Die FeO und CO<sub>2</sub>-Bestimmungen führte mir freundlicherweise Herr Dipl. Min. C. REIMANN am Institut für Mineralogie und Petrographie der Univ. Hamburg durch. Allen Herren sei hiermit herzlichst gedankt.

## 2. Geologische Übersicht

Die hier untersuchten Baue des Revieres Schellgaden – Schulterbau, Stüblbau und Pramleitenbaue – liegen alle in der „Kareckserie“ (EXNER, 1971), die, unterlagert von der „Storzserie“ und überlagert von der „Murtörlserie“, mit diesen gemeinsam von EXNER zum „Deckensystem der Oberen Schieferhülle“ gerechnet werden. TOLLMANN (1977) subsummiert diese Serie unter dem Begriff „Decken aus Altem Dach“. Bei diesem Altkristallin handelt es sich um bereits präalpidisch metamorphe Gesteinskomplexe, für die Hinweise auf kambrisch-ordovicisches Alter vorliegen (CLIFF, 1971). Für die Kareckserie gibt EXNER (1971) „Altkristallin“ und „Altpaläozoikum“ an und betont gleichzeitig die „ziemlich willkürliche Abgrenzung“ zur liegenden Storzserie und die ebenso unsichere Grenzziehung zur hangenden Murtörlserie. Die Gesteinsgesellschaft dieser Kareckserie wird von EXNER als hauptsächlich von „phyllonitisierten Paragneisen“, Amphiboliten, Migmatiten und „Prasiniten“ aufgebaut beschrieben. Sowohl die „phyllonitisierten Paragneise“ als auch die „Prasinite“ bedürfen jedoch einer näheren Diskussion, wie noch festzuhalten sein wird.

Die geologischen Verhältnisse der Goldlagerstättengruppe Schellgaden wurden von FRIEDRICH in mehreren Arbeiten beschrieben (FRIEDRICH 1935 a, 1935 b, 1939,

1968), jedoch scheint es angebracht, das Wesentliche, ergänzt durch neue Beobachtungen zusammenzufassen. In diesen Abschnitt gehen Beobachtungen ein, die gemeinsam mit den anderen Teilnehmern der Kartierungsarbeiten gewonnen wurden. Es waren dies die Herren Dr. W. BAUMGARTNER, Austromineral, Wien, Doz. Dr. E. ERKAN, Inst. f. Geol. u. Lagerstättenlehre, Montanuniv. Leoben, Mag. J. HÖNIG, Montanuniv. Leoben, Hassan NEINAWAIE, Inst. f. Min. u. Petrogr., Univ. Innsbruck und Dr. L. PONGRATZ, VÖEST-ALPINE, Leoben.

Zunächst betont FRIEDRICH den prinzipiellen Unterschied der Tauernegoldgänge zu den Au-führenden Kieslagerstätten des Raumes Schellgaden. Während erstere junge, nachtektonische Bildungen darstellen, reiht er die Lagerstätten vom Typus Schellgaden unter die „Lagerstätten der Orogenese“ und meint damit Lagerstätten, die unter der Wirkung der Tauernkristallisation gebildet worden sein sollen. In Klammer setzt er: „ . . . also nicht nur umkristallisierte Lagerstätten (FRIEDRICH, 1968 p. 67). FRIEDRICH beschreibt weiters alle diese Lagerstätten als „linsig bis lineale“, stets schichtparallel auftretende Erzkörper. Erzträger im engeren Sinn ist ein zucker-körniger, cm bis dm mächtiger „Lagerquarz“. An Erzmineralen werden angeführt: Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Buntkupferkies, Fahlerz, Scheelit, Wolframit, Molybdänglanz, ged. Gold, ged. Silber, Altit, Tetradymit, Sylvanit, Arsenkies, Cubanit und Hämatit (RAMDOHR, 1952; FRIEDRICH, 1953, 1968).

Die Sulfide und der Scheelit sind in Form schichtparalleler, meist nur mm bis cm mächtiger Erzschnüre ausschließlich an diese quarzitischen „Lagergänge“ gebunden und über dm bis mehrere m im Streichen verfolgbar. Dieses Erscheinungsbild wird örtlich durch Mobilisierung des Quarzes und auch des Scheelites (Porphyroblastenbildung) während der Metamorphose wolkig aufgelöst. Obwohl das konkordante Auftreten der Vererzung auch FRIEDRICH an sedimentäre Bildung erinnert (FRIEDRICH 1968, p. 70), deutet er die Lagerstätte als „während der Durchbewegung pneumatolytisch bis heiß hydrothermal“ entstanden. Für HÖLL (1971) hingegen ist die Vererzung als „ehemals primär schichtgebundene, wohl mehr oder weniger altersgleiche Vererzung in genetischem Zusammenhang mit submarinen, sehr kieselsäurereichen Stoffablagerungen“ zu sehen.

Bemerkenswert erscheint jedenfalls die Beobachtung, daß Scheelit stets gemeinsam mit Sulfiden auftritt, daß jedoch nicht jene Sulfidvererzung mit dem Auftreten von Scheelit einhergeht.

### 3. Petrographische Untersuchungen

Neben der Untersuchung von Dünnschliffen wurden von 20 ausgewählten Proben Vollanalysen sowie die Spurenelemente Ba, Rb, Sr, Zr, Zn, W und Mo bestimmt. Das Probenverzeichnis sowie die Analyseergebnisse sind den Tabellen 1 und 2 zu entnehmen, die Probenahmepunkte der Abb. 1.

Die untertägigen Kartierungsarbeiten ermöglichten eine deutliche Trennung des Gesteinsbestandes in eine Gruppe von Grüngesteinen (Arbeitsbegriff „Dunkle Serie“) und in eine Gruppe von hellen Gneisen und Glimmerschiefern (Arbeitsbegriff „Helle Serie“). Beide Gesteinsgruppen werden im folgenden näher beschrieben.

#### 3.1 Grüngesteine – „Dunkle Serie“

Diese Gruppe umfaßt Biotit-Albit Gneise von massig bis schiefbrigem Aussehen, sowie biotitführende Grünschiefer. Es sind dies jene Gesteine, die von EXNER (1971) als „Prasinite“ beschrieben werden, da für diesen Autor allein die Paragenese Epidot-

## Abb 2

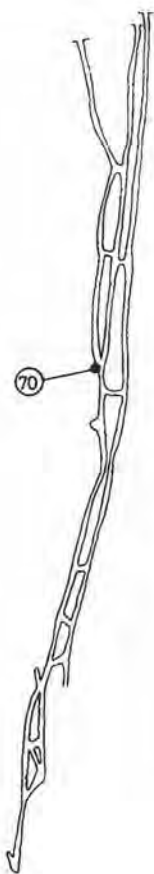
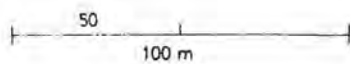
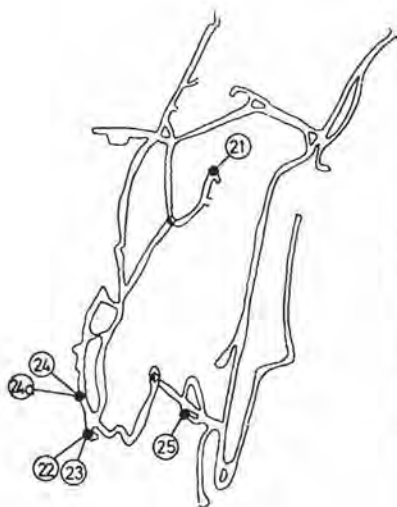
Pramleitenbau bei Schellgaden  
(Archiv FRIEDRICH)Schulterbau bei Schellgaden  
(Archiv FRIEDRICH)





Tabelle 1: Probenverzeichnis

Probe G 1	biotitführender Grünschiefer	}	Stüblbau
Probe G 3	dolomitreicher Biotit-Albit Gneis		
Probe G 4	Biotit-Albit Gneis		
Probe G 6	Muskovit-Albit Gneis		
Probe G 7	Biotit-Muskovit-Albit Gneis		
Probe G 10	kalzitführender Glimmerschiefer		
Probe G 11	karbonatführender Glimmerschiefer		
Probe G 12	Dolomitglimmerschiefer		
Probe G 13	Dolomitglimmerschiefer		
Probe G 15	Karbonatglimmerschiefer		
Probe G 16	Dolomitglimmerschiefer, chloritreich		
Probe G 17	Dolomit-Serizit-Quarzit		
Probe G 18	Dolomitglimmerschiefer, chloritreich		
Probe G 19	Dolomitglimmerschiefer		
Probe G 21	Dolomitglimmerschiefer		
Probe G 22	dolomitführender Serizitquarzit		
Probe G 24	Dolomit-Serizit-Quarzit		
Probe G 24-A	Dolomit-Serizit-Quarzit		
Probe G 25	chloritreicher Dolomitglimmerschiefer		
Probe G 70	Dolomitglimmerschiefer		Pramleitenbau

Albit für die Bezeichnung Prasinit maßgeblich ist. (Dementsprechend spricht EXNER von „Biotitprasinit“, „Chloritprasinit“, „Quarz-Epidot-Chlorit-Albit Prasinit“ usw.). Dem internationalen Sprachgebrauch zufolge ist jedoch ein Prasinit ein Grünschiefer mit Hornblendeführung und da in den untersuchten Proben keine Hornblende anzutreffen war, sollte der Meinung des Verfassers nach nicht von Prasiniten gesprochen werden.

In Schliften konnten die Paragenesen Chlorit-Biotit-(häufig chloritisiert)Albit-Epidot in wechselndem gegenseitigen Verhältnis bestimmt werden, also eine für die Grünschieferfazies charakteristische Mineralgesellschaft. Das Auftreten von Biotit ist ein Hinweis darauf, daß die Metamorphosebedingungen an der oberen Grenze der Epizone anzusetzen sind. Die Proben führen außerdem deutliche bis beträchtliche Mengen an Karbonat, und zwar sowohl Kalzit als auch Dolomit (Probe G 1 führt beide Karbonate, Probe G 3 Dolomit und Probe G 4 Kalzit). Die Probe G 3 ist als Abkömmling eines tuffogenen Sedimentes mit primärsedimentärer Karbonatführung aufzufassen. Die in den Grünschiefern erkennbare deutliche Albitblastese läßt EXNER auf die analoge Erscheinung in der Wechselseite hinweisen (EXNER, 1971 p. 44).

Im Unterschied zur Lagerstätte Felbertal (HÖLL 1975 p. 56), in der die dort ebenfalls auftretenden Grünschiefer merklich erhöhte W- bzw. Mo-Konzentrationen und auch Scheelitführung aufweisen, ist dies für Schellgaden nicht zu beobachten.

(Für die untersuchten Proben ergaben sich  $W \leq 5$  und  $Mo \leq 3$ ). Dies steht im Einklang mit dem völligen Fehlen auch nur spurenhafter Scheelitvererzungen in den Grünschiefern. Darüber hinaus treten auch die scheelitführenden Lagerquarze niemals in diesen Gesteinen auf.

### 3.2 „Helle Serie“

Diese Gesteinsgesellschaft ist deutlich bunter zusammengesetzt. Folgende Gesteine wurden zu dieser Serie zusammengefaßt:

- a) Muskovit-Albit-(Biotit)-Gneise
- b) Karbonatglimmerschiefer, teilweise mit deutlicher Chloritführung und quarzitischer Spielarten derselben.

ad a) Diese schwach bis deutlich geschieferten Gesteine bestehen aus Quarz, Albit, Muskovit und – mengenmäßig zurücktretend – Biotit. An akzessorischen Gemengteilen sind Epidot, Zirkon, Erz sowie Karbonat zu beobachten. Sowohl Dolomit, als auch Kalzit konnten röntgenographisch nachgewiesen werden. (Probe G 6: Dolomit und Kalzit; Probe G 7: nur Kalzit). Kalifeldspat konnte nicht erkannt werden. Der beträchtliche Albitgehalt kommt in den hohen  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalten zum Ausdruck: Probe G 6: 4,04 %  $\text{Na}_2\text{O}$ ; Probe G 7: 4,68 %  $\text{Na}_2\text{O}$ . Als Ausgangsgestein kann ein saures Ergußgestein dacitischer bis rhyodacitischer Zusammensetzung angenommen werden.

ad b) Diese Gruppe umfaßt die Hauptmenge der aufgesammelten Proben (G 10, G 11, G 13, G 15, G 16, G 17, G 18, G 19, G 21, G 22, G 24, G 24-A, G 25, G 70). Mit Ausnahme der Probe G 10, in der als Karbonat nur Kalzit auftritt und mit Ausnahme der Proben G 11 und G 15, in denen sowohl Kalzit als auch Dolomit auftreten, enthalten alle anderen Proben nur Dolomit als Karbonat. Die Gesteine sind mineralologisch recht einheitlich zusammengesetzt. Quarz, Muskovit, Karbonat und Albit sind stets Hauptgemengteile. Die Unterschiede innerhalb dieser Gesteinsgruppe ergeben sich lediglich aus dem wechselnden Mengenverhältnis dieser Komponenten. Die Proben G 10, G 16 sowie G 25 enthalten darüber hinaus Chlorit (meist mit anomal brauner Interferenzfarbe) als zusätzlichen Hauptgemengteil. In diesen Proben ist Biotit Nebengemengteil, der in den restlichen Handstücken höchstens akzessorisch vertreten ist und auch fehlen kann. An Akzessorien treten Epidot, Apatit, Zirkon und geringfügig opake Gemengteile auf. Kalifeldspat konnte in keinem der Schlitze aufgefunden werden.

Die untersuchten Proben zeigen makroskopisch fast durchwegs noch das primäre, sedimentäre Gefüge. Als Ausgangsmaterial ist ein  $\pm$  karbonatreiches, sandig-toniges Sediment anzusehen. Im Schlitzbereich ist häufig eine Wechsellagerung von Karbonat und Glimmerlagen gut erkennbar. Nur selten entsteht der Eindruck einer geringfügigen Wanderung des Karbonates entlang von Korngrenzen. Es kann insgesamt jedoch kein Zweifel an der primär-sedimentären Natur des Karbonates bestehen. Die Quarzlagen innerhalb dieses Gefüges zeigen ein fein verzahntes Quarzpflaster, das zum Teil noch die Umrisse ehemals großer, detritärer Quarzkörner erkennen läßt.

In diese Gruppe von Gesteinen fallen auch sehr feinkörnige, stark geschieferte Typen, bei denen es sich wohl um die „Phyllonite“ im Sinne von EXNER (1971) handelt. Dieser Autor spricht überhaupt von einer umfangreichen „alpidischen Phyllonitisation“, mit der die erzführenden Lagerquarze“ aufs engste . . . genetisch verknüpft“ seien.

Weiters: „ . . . das unmittelbare Nebengestein der Goldquarzlager ist in der Regel ein arg tektonisierter Phyllonit . . . “. Versteht man unter dem tektonischen Begriff „Phyllonit“ ein unter dem Einfluß retrograder Beanspruchung entstandenes, stark geschiefertes Gestein, so kann sich der Verfasser dieser Zeilen der Ansicht EXNERs nicht anschließen. Denn nach den Beobachtungen des Verfassers sind die unmittelbaren Nebengesteine der Vererzung eben jene Dolomitglimmerschiefer i. w. S., die beschrieben wurden. Die stellenweise stark ausgeprägte Schieferung ist sicher auf die ursprüngliche Feinkörnigkeit des Sedimentes zurückzuführen.

Tabelle 2: Analysenergebnisse

	G 1	G 3	G 4	G 6	G 7	G 10	G 11	G 12	G 13	G 15
SiO <sub>2</sub>	48,76	39,30	54,48	73,60	73,30	50,74	62,42	52,89	73,50	58,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,92	10,00	14,98	12,82	14,49	14,88	12,68	14,54	13,63	17,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,60	0,52	1,29	0,75	1,28	1,24	1,01	2,45	1,31	1,92
FeO	7,74	6,96	6,52	1,13	0,72	3,55	3,86	3,10	0,58	2,13
MnO	0,13	0,17	0,12	0,05	0,06	0,21	0,10	0,13	0,05	0,09
MgO	6,21	11,19	7,30	0,73	0,76	4,74	3,21	4,25	1,04	1,99
CaO	8,75	10,89	3,26	1,97	1,69	8,70	4,43	6,00	1,42	4,32
TiO <sub>2</sub>	3,12	0,79	1,26	0,27	0,25	0,68	0,60	0,65	0,14	0,30
Na <sub>2</sub> O	1,18	1,75	3,13	4,04	4,68	0,23	2,36	1,25	1,18	1,00
K <sub>2</sub> O	1,68	1,81	1,81	1,77	1,31	3,87	2,26	4,14	3,32	4,42
CO <sub>2</sub>	2,15	14,25	2,01	1,52	0,17	6,63	5,32	9,73	1,72	5,85
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,34	1,97	2,75	0,63	1,77	3,31	1,38	1,64	1,46	1,01
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,07	0,10	0,11	0,08	0,11	0,06	0,10	0,07	0,10	0,08
	100,65	99,70	99,02	99,36	100,59	98,84	99,73	100,84	99,45	99,43
Ba	288	625	376	648	651	728	621	2026	1853	2144
Rb	51	59	71	41	46	100	64	130	139	169
Sr	716	351	160	242	350	305	252	377	274	438
Zr	54	131	133	137	70	45	153	146	149	—
Zn	64	96	93	47	44	54	58	78	47	43
W	≤5	≤5	≤5	≤5	≤5	≤5	≤5	21	24	17
Mo	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3
K/Rb	273	255	212	358	236	321	293	264	198	217
Rb/Sr	0,071	0,163	0,444	0,169	0,1314	0,328	0,254	0,345	0,507	0,386



Fortsetzung Tabelle 2: Analyseergebnisse

	G 16	G 17	G 18	G 19	G 21	G 22	G 24	G 24-A	G 25	G 70
SiO <sub>2</sub>	42,30	59,30	52,03	61,48	67,60	69,72	74,40	74,29	39,65	50,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,56	13,74	11,59	14,66	10,46	13,98	9,84	9,83	12,49	14,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,18	1,48	0,94	1,52	0,14	0,30	0,72	0,62	1,19	1,28
FeO	6,02	2,21	4,30	1,94	3,03	2,25	1,63	1,55	6,48	3,48
MnO	0,13	0,11	0,09	0,09	0,09	0,07	0,09	0,08	0,18	0,10
MgO	10,31	3,32	5,55	2,49	2,57	1,76	1,82	1,74	6,38	4,81
CaO	6,95	5,07	7,90	3,74	4,61	2,61	3,13	3,19	11,01	7,15
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,55	0,73	0,57	0,22	0,29	0,11	0,11	0,90	0,94
Na <sub>2</sub> O	1,27	0,42	1,43	1,92	0,52	0,20	0,72	0,69	1,89	0,31
K <sub>2</sub> O	2,80	4,27	2,05	3,41	3,10	3,88	2,30	2,45	2,47	4,54
CO <sub>2</sub>	11,66	7,47	10,36	5,65	6,31	3,68	4,16	4,80	15,77	11,32
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,53	1,73	1,80	1,34	1,59	1,37	1,45	0,76	1,79	1,68
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,31	0,28	0,28	0,24	0,20	0,14	0,21	0,15	0,17	0,16
	99,25	99,95	99,05	99,05	100,44	100,25	100,58	100,26	100,37	100,82
Ba	607	1484	2331	851	3115	3667	578	731	812	1420
Rb	104	144	73	109	93	122	75	77	80	152
Sr	183	188	325	153	255	239	227	222	500	342
Zr	–	118	159	143	216	324	259	224	112	89
Zn	72	86	105	65	136	104	54	70	96	152
W	≤5	19	55	11	10	19	≤5	≤5	≤5	32
Mo	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3	≤3
K/Rb	223	246	233	259	277	264	255	264	256	248 $\approx$ 257
Rb/Sr	0,568	0,766	0,225	0,712	0,365	0,511	0,330	0,347	0,160	0,444 $\approx$ 0,362

### 3.3 „Lagergänge“ – „zuckerkörniger Quarz“

Wie eingangs erwähnt, treten innerhalb der eben beschriebenen „Hellen Serie“ konkordante, cm bis dm mächtige, quarzitisches Lagen auf, die sowohl erzführend als auch taub sein können. Abgesehen von der Erz- oder Nichterzführung sind im Schlift neben dem Quarz auch Muskovitschüppchen und Dolomit untergeordnet zu erkennen. Dieser ist nesterförmig in den Intergranularen des Quarzes entwickelt und als mobilisiertes Karbonat aufzufassen. Es scheint in erzführenden Bereichen des Lagerquarzes mengenmäßig häufiger, als in tauben Bereichen aufzutreten.

Im Sinne von HÖLL (1977) sind diese quarzitisches Lagen als Ablagerungen kiesel-säurereicher, syngenetischer Thermen aufzufassen.

## 4. Bemerkungen zur Geochemie

Die folgend dargelegten Beobachtungen sind aufgrund der geringen Probenzahl (20) nur als vorläufig zu betrachten.

### 4.1 Wolfram und Molybdän (Analysen BV-Arsenal)

Die Gehalte an Mo für alle untersuchten Proben liegen ohne Ausnahme sowohl für die Gesteine der „Dunklen Serie“, als auch für die der „Hellen Serie“ unter 3 ppm. Sie stehen in keinem erkennbaren Zusammenhang mit den Wolframgehalten.

Die Wolframgehalte für die untersuchten basischen Proben und für einen Teil der Gesteine der „Hellen Serie“ liegen unter 5 ppm (Tab. 1). Höhere W-Gehalte (10–55 ppm) sind auf die „Helle Serie“ beschränkt, es können aufgrund der geringen Probenzahl aber derzeit noch keine mineralogischen Kriterien, nach denen ein höherer W-Gehalt zu erwarten ist, angegeben werden. Jedoch stammen die Proben mit höherem W-Gehalt nicht ausschließlich aus unmittelbarer Nachbarschaft von Scheelitvererzungen (z. B. Probe G 12, G 13, G 15, G 70).

Sehr auffällig und bemerkenswert ist die Beobachtung, daß höhere W-Gehalte mit sehr hohen Ba-Gehalten einherzugehen scheinen. Beim derzeitigen Stand der Untersuchungen ist diese Beobachtung nicht deutbar. Die übrigen analysierten Spurenelemente Rb, Sr, Zr, Zn stehen in keinem derzeit erkennbaren Zusammenhang mit der Vererzung.

## 5. Zusammenfassung

Die untersuchte Gesteinsgesellschaft setzt sich aus einer Gruppe von Grüngesteinen und einer Gruppe von karbonatführenden Glimmerschiefern i. w. S. zusammen.

Die Grüngesteine umfassen biotitführende Grünschiefer sowie Bi-Ab-Gneise mit z. T. beträchtlichem Karbonatgehalt. Sie sind als Abkömmlinge basischer Effusivgesteine bzw. tuffogener, karbonatführender Sedimente anzusehen. Innerhalb dieser Serie treten niemals die für die „Helle Serie“ so charakteristischen „Lagerquarze“ auf, noch weisen sie einen erhöhten W-Gehalt auf. Dies ist ein wesentlicher Unterschied zur Lagerstätte Felbertal, in der auch die basischen Gesteinsfolgen erhöhte W-Gehalte und z.T. auch Scheelitführung aufweisen (HÖLL, 1975).

Die Gesteine der „Hellen Serie“ zerfallen in eine Gruppe von Mu- ± Bi-Ab-Gneisen und in eine mengenmäßig überwiegende Gruppe von karbonatreichen Glimmerschiefern mit quarzitisches Spielarten. Die Gneise sind der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung nach wohl als Abkömmlinge von Effusiva dacitisch bis rhyodacitisch Zusammensetzung aufzufassen.

Die Glimmerschiefer i. w. S. sind von karbonatreichen, tonig-sandigen Sedimenten abzuleiten. Die primär-sedimentäre Struktur mit einzelnen, feinkörnigeren Klastika

ist meist noch gut erkennbar. In der überwiegenden Mehrzahl der Proben ist das Karbonat ein Dolomit. Die Proben G 11 und G 15 führen sowohl Kalzit als auch Dolomit, die Probe G 10 lediglich Kalzit. Der Karbonatgehalt dieser Gesteinsgruppe liegt etwa zwischen 5 und 30 Vol %. Dieser z. T. beträchtliche, primär-sedimentäre Karbonatgehalt ist der zweite große Unterschied zur Lagerstätte Felbertal, wo ähnliche Gesteine, wie sie eben beschrieben wurden, völlig zu fehlen scheinen.

Die quarzitischen Lagen („Lagerquarze“, „Lagergänge“) sind nach HÖLL 1977 als metamorphe Produkte ehemaliger syndimentärer, kieselsäurereicher Thermen aufzufassen. Sie können entweder taub sein, oder Kies, oder aber Kies und Scheelit führen. Scheelitführung ohne gleichzeitige Kiesführung konnte nicht beobachtet werden, hingegen ist das Auftreten von Kies nicht notwendigerweise mit dem Auftreten von Scheelit verknüpft. Die Lagerquarze enthalten zudem u. d. M. diskret verteilten mobilisierten Dolomit.

#### 6. Kritische Schlußbemerkungen

- a) Ein merklicher Nachteil der obigen Arbeit besteht darin, daß es bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht gelungen ist, eine Stratigraphie der beschriebenen Gesteinsserien zu erarbeiten.
- b) Die Kareckserie, der die beschriebenen Gesteine zuzuordnen sind, wird übereinstimmend von EXNER (1971) und TOLLMANN (1977) als Glied des Kristallins des „Alten Daches“ gesehen, also eines Gesteinskomplexes, der bereits präalpidisch metamorph gewesen ist. Eine daraus anzunehmende zweiphasige Metamorphose läßt sich nicht erkennen. Alle beschriebenen Gesteine liegen epizonal metamorph vor.
- c) Für das Kristallin des „Alten Daches“ ist der hohe Karbonatgehalt ungewöhnlich und scheint auch in der bisherigen Literatur nicht auf.

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität Leoben angefertigt. Für die kritische Durchsicht des Manuskriptes möchte ich meinem verehrten Lehrer, Herrn em. o. Prof. Dr. Dr. Dipl. Ing. H. WIESENEDER, herzlich danken.

#### Literaturverzeichnis

- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXBURGH, E. R., WRIGHT, R. C., 1971: Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – Jb. geol. B.-A., 114, 121–271, Wien.
- EXNER, Ch., 1971: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. geol. B.-A., 114, 1–119, Wien.
- FRIEDRICH, Om M., 1935 a: Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., 83/1, 34–39, Wien.
- 1935 b: Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., 83/2, 46–60, Wien.
- & MATZ, K., 1939: Der Stüblbau zu Schellgaden. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., 87/2, 34–39, Wien.
- 1968: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Lgst.-Forsch./Ostalp., 8, 67–71, Leoben.
- HÖLL, R., 1975: Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.,

- Abh., N. F., 157 A, München.
- HÖLL, R., 1977: Scheelitvorkommen in Österreich. – *Erzmetall*, 24, 273–282, Stuttgart.
- RAMDOHR, P., 1952: Einige neue Beobachtungen an Erzen aus den Ostalpen. – *Karinthia*, 17, 99–101, Klagenfurt.
- TOLLMANN, A., 1977: *Geologie von Österreich*. – Bd. 1, XVI + 766 S., 200 Abb., 25 Tab. (Deuticke), Wien.



*Bacinella bicellularis* n. sp., eine Alge (?) aus dem  
obertriadischen Rifffalk der Hohen Wand (Nieder-Österreich).

von

M. SADATI

1 Taf.

Anschrift des Verfassers:  
Dipl.-Geol. Massoud Sadati  
Institut für Paläontologie der Universität Erlangen-Nürnberg  
Loewenichstraße 28  
D-852 Erlangen

## Zusammenfassung

Aus den massigen Riffkalken der Hohen Wand (Nor/Rhät) am Ostrand der Nördlichen Kalkalpen wird eine neue Art der Gattung *Bacinella* RADOIČIĆ beschrieben. Die wahrscheinlich zu den Codiaceen zu stellende Art ist ein charakteristisches Element der autochthonen Riffkern-Biozöosen.

## Summary

A new algal (?) species, *Bacinella bicellularis* n. sp. is described from the Upper Triassic reef carbonates of the Hohe Wand, Lower Austria. The species is a prominent element of the autochthonous reef core biocoenoses.

## Einleitung

Die paläontologische und mikrofazielle Untersuchung der Riffkarbonate der Hohen Wand ist das Dissertationsthema des Verfassers. Das Arbeitsgebiet liegt im östlichen Teil der Nördlichen Kalkalpen etwa 60 km südlich von Wien.

Der Bergzug der Hohen Wand bildet eine generell NE-SW verlaufende Steilstufe aus massigen Riffkalken. Die Kalke sind in das Nor (bis Rhät ?) einzustufen. Die Massenkalken sind durch zahlreiche, große Hohlraumfüllungen gekennzeichnet, die eng mit laminaren, stromatolithischen Algenkrusten in Verbindung stehen. Die wesentlichen, im Schlibfbereich nachweisbaren Organismen sind: A) Gerüstbildner: häufig Tabulozoen, Sphinctozoen, Chaetetiden, Parachaetetiden; untergeordnet Korallen (Typ *Thecosmilia*) und Inozoen. B) Riffbewohner: Foraminiferen, Mikroproblematika, Algen, Brachiopoden, Gastropoden. Unter den zahlreichen Mikroproblematika tritt eine neue Art von *Bacinella* lokal angereichert auf: *Bacinella* RADOIČIĆ, 1959; *Bacinella bicellularis* n. sp. (Taf. 1, Fig. 1–6).

**D e r i v a t i o n o m i n i s:** bi- (lat.) = zwei, Cellula (lat.) = Kämmerchen, nach dem Aufbau aus zwei verschiedenen Arten von Zellen.

**H o l o t y p u s:** Als Holotypus wird der auf Taf. 1, Fig. 1 abgebildete Schnitt festgelegt.

**L o c u s t y p i c u s:** Bergstraße auf die Hohe Wand, in der Kurve nordwestlich von Stollhof.

**S t r a t u m t y p i c u m:** Norische (bis rhätische ?) Riffkalke.

**M a t e r i a l:** Elf Exemplare in den Schlibfen HW63, HW81, HW644, HW645.

**A u f b e w a h r u n g:** Paläontologisches Institut der Universität Erlangen–Nürnberg.

**D i a g n o s e:** Organismen aus weitmaschigem Gewebe mit „dermaler“ Begrenzung und deutlich erkennbarer Differenzierung zwischen größeren, basalen und den kleineren, distalen Zellen.

**B e s c h r e i b u n g:** Die neue Art wächst inkrustierend auf Gerüstbildnern. Aus den Schnittlagen parallel zur Wachstumsrichtung geht hervor, daß der Organismus zonenweise mehrere Lagen übereinander baut. Er besteht aus einem offenen Maschengewebe, das aus unregelmäßig angeordneten Zellen mit variabler Form (rund, oval, länglich und eckig mit gerundeten Kanten) und Größe aufgebaut wird. Während distal unmittelbar an der dünnen „Haut“ kleine, vorwiegend runde bis ovale Zellen aufgereiht sind, dominieren im inneren bzw. basalen Bereich größere Zellen. Die durch die Rundung der Zellen unterschiedlich dicken Zellwände bestehen aus kryptokristallinem Kalzit. Die mit hellem grobkristallinen Kalzit gefüllten Zellen stehen durch Wanddurchbrüche miteinander in Verbindung.

Maße: Gesamtbreite	bis 6 mm
Gesamthöhe	bis 1 mm
Zellen-Ø basal	0,05–0,25 mm
distal	0,025–0,10 mm
Zellwand-Dicke	0,025–0,05 mm

**D i f f e r e n t i a l d i a g n o s e:** Die deutliche Differenzierung der Zell-Verbände in größere basale und kleinere distale Zellen unterscheidet die neue Art von den bis jetzt bekannten Arten *B. irregularis* RADOIČIĆ (Anis bis Kreide), *B. ordinata* PANTIČ (Mittel- und Obertrias) und *B. ? sterni* RADOIČIĆ (Cenoman).

Die Zuordnung der neuen Art zu *Bacinella* erfolgt auf Grund der charakteristischen netzförmigen Strukturen. *Bacinella* wird oft mit *Lithocodium* ELLIOTT (= „Problematikum A“ OHLEN, 1959) verglichen (SENOWBARI-DARYAN 1980:89) oder als jüngeres (basales) Stadium von *Lithocodium* angesehen (SEGONZAC & MARIN 1973:334). Morphologische Vergleiche der in den Riffkalken der Hohen Wand häufig vorkommenden *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT mit der *Bacinella bicellularis* n. sp. ergeben folgende wesentliche Unterscheidungsmerkmale:

- Lithocodium* baut sich aus einem Maschengewebe (kleinen Zellen bzw. Kammern) und relativ größeren, als Kavernen entwickelten Arealen auf. *B. bicellularis* besteht aus einem lockeren Maschengewebe.
- Die Zellen von *Lithocodium* sind im Verhältnis zur Zellwand schmal und klein, sie stehen selten miteinander in Verbindung. Bei *B. bicellularis* tritt ein weitmaschiges, offenes Maschenwerk auf, in dem die Hohlräume dominieren.
- Das Maschengewebe von *Lithocodium* zeigt keine schichtige Ausbildung; bei *B. bicellularis* wird das Maschengewebe durch dünne „Haut“-Lagen (in Wachstumsrichtung) begrenzt.

#### Systematische Stellung

Die Gattung *Bacinella* RADOIČIĆ wird meist als Alge gedeutet (FLÜGEL 1972: 967–68), PANTIČ (1972:151) betrachtet sie als Codiacee (Grünalge). Die bei der hier beschriebenen Art erkennbare Differenzierung des Gewebes erinnert an die bei vielen Codiaceen entwickelte Ausbildung von Thallusdifferenzierung.

#### Fazies

*Bacinella bicellularis* n. sp. inkrustiert zusammen mit *Uvanella* cf. *irregularis* OTT innerhalb der Biolithit-Fazies die Gerüstbildner. Es handelt sich im wesentlichen um umkristallisierte Tabulozoen. Vereinzelt kommen auch Bruchstücke von *Follicatena* sp. OTT vor. Vergesellschaftet finden sich sessile Foraminiferen wie *Alpinophragmium perforatum* FLÜGEL und sessile Sandschaler. In internen Schuttarealen treten „*Lituo-septa*“, Ophthalmidien wie *O. martanum* (FRAINACCI) und problematische Mikroorganismen, die von BORZA & SAMUEL (1977) als *Amphorella* und *Spiriamphorella*, von ZANINETTI (1977) als *Galeanella* ? beschrieben werden, auf. Ferner finden sich organischer Detritus sowie Pelloide. *B. bicellularis* n. sp. ist wie die Mehrzahl der inkrustierenden Organismen ein charakteristisches Element der autochthonen Riffkern-Biozönosen.

#### Dank

Herrn Prof. Dr. E. FLÜGEL (Erlangen) danke ich für seine Unterstützung und für die Durchsicht des Manuskripts. Die Arbeit wurde im Rahmen des von der DEUT-

SCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT in dankenswerter Weise unterstützten Projektes „Dachsteinkalkriffe“ (Fl 42/37) durchgeführt.

#### Literatur

- ELLIOTT, G. F., 1956: Further records of fossil calcareous algae from the Middle East. — *Micropaleont.*, 2/4, 327–334, 2 Taf., New York.
- FLÜGEL, E., 1972: Mikroproblematika in Dünnschliffen von Trias-Kalken. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 21, 957–988, 2 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Innsbruck.
- PANTIĆ, S., 1972: *Bacinella ordinata* sp. n. from the Middle Triassic of the South-eastern Dinarides. — *Ann. Geol. Penin. Balk.* 37/2, 151–154, Taf. 1–4, Beograd.
- RADOIČIĆ, R., 1959: Some problematic microfossils from the Dinarian Cretaceous. — *Vesn. Zav. geol. geofiz. Istraz.*, Ser. A, 17, 87–92, 1 Taf., Beograd.
- 1972: *Bacinella ? sterni* nov. sp. (Codiaceae ?) from the Cenomanian of the Environs of Orahovac (Metohija). — *Bull. Sci., Cons. Acad. Sci. Arts Yougoslavie, Sect. A*, 17/7–8, 228–229, 1 Abb., Beograd.
- SEGONZAC, G. & MARIN, P., 1973: *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT et *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ de l'Aptien de Teruel (Espagne): deux stades de croissance d'un seul et meme organisme incertae sedis. — *Bull. Soc. geol. France*, (7)14, 331–335, 1 Taf., Paris.
- SENOWBARI-DARYAN, B., 1980: Fazielle und paläontologische Untersuchungen in oberrhätischen Riffen (Feichtenstein- und Gruberriff bei Hintersee, Salzburg, Nördliche Kalkalpen). — *Fazies*, 3, 1–237, 21 Abb., 21 Tab., Taf. 1–29, Erlangen.

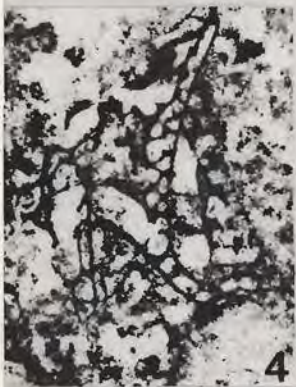
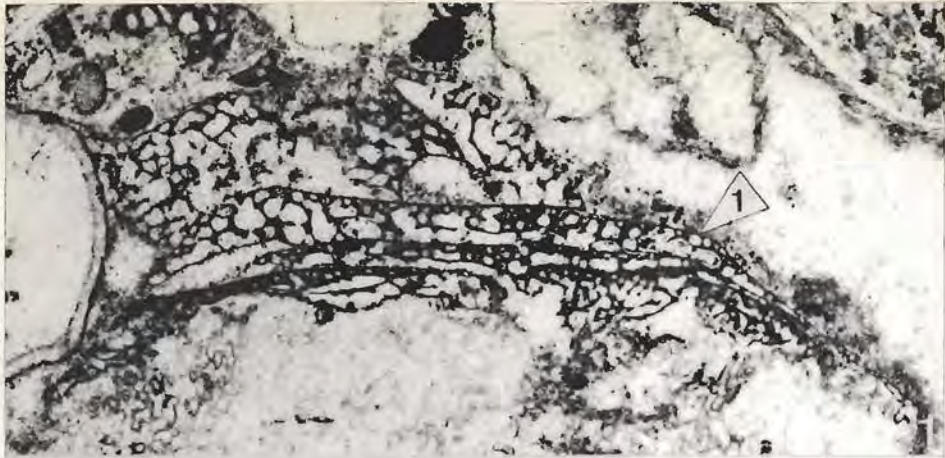
#### Tafel 1

Fig. 1–6: *Bacinella bicellularis* n. sp. Norisch-rhätischer Riffkalk der Hohen Wand, Niederösterreich.

1. Holotypus, inkrustiert auf umkristallisiertem Riffgerüst (wahrscheinlich Tabulozoen); deutlich dünne „Haut“ (1) mit distal aufgereihten kleinen Zellen, Schliff HW 644, x 16.
2. Schnitt senkrecht zur Wachstumsrichtung, Schliff HW 63, x 30.
3. Ausschnitt aus der Fig. 1 veranschaulicht die Differenzierung zwischen den kleinen Distalzellen (1) und den größeren basalen Zellen (2), Schliff HW 644, x 35.
4. Häufig auftretende Schnittlage zwischen den Biogenen, Schliff HW 644, x 20.
5. Völlig eingeschlossen in umkristallisierter Matrix, differenzierte Zellen im Distal- und Innenbereich, Schliff HW 81, x 50.
6. Inkrustiert auf Riffgerüst (1); Hohlräumfüllung (2) aus fibrösem Kalzit, Schliff HW 81, x 25.



TAFEL 1



Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies  
in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark).

von

R. LEIN

4 Abb., 1 Taf., Beil. 12

*Dem Andenken Erich Spenglers (1886–1962) gewidmet*

Anschrift des Verfassers:  
Dr. Richard Lein  
Institut für Geologie der Universität Wien  
Universitätsstraße 7/III  
A-1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	27	S. 207–235	Wien, März 1981
---------------------------------------	----	------------	-----------------

## Inhalt

Zusammenfassung . . . . .	208
1. Einleitung . . . . .	208
2. Deckschollen mit Hallstätter Buntkalken im Aschbachtal (S Mariazell) . . . . .	210
2.1 Westflanke des Hohen Student . . . . .	210
2.11 Bisherige Deutungen . . . . .	210
2.12 Neue Befunde . . . . .	211
2.2 Die Deckschollen von Rasing . . . . .	218
2.3 Die Hiasbauernalm-Deckscholle im Bereich der Neunkögerln . . . . .	220
2.4 Schwaboden und Proles . . . . .	223
2.5 Stratigraphie und Fazies der Prolesdecke . . . . .	228
3. Zur Abwicklung des Hallstätter Südkanals im Ostabschnitt der Kalkhochalpen . . . . .	229
4. Literatur . . . . .	232

## Zusammenfassung

Im Gegensatz zur bisherigen Deutung ist die Salzbergfazies der Hallstätter Zone nicht auf den mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen beschränkt, sondern läßt sich bis zum Alpenostrand hin verfolgen. Die Gesteine dieses Faziestroges liegen heute in isolierten Deckschollen (Bergstein, Rasing, Studentbasis, Hiasbauernalm, Proles, Roßkogel, Rauhenstein usw.) der Mürzalpendecke bzw. deren Vorland auf.

Aus den Gesteinen dieser Deckschollen läßt sich eine von Oberanis bis ins Nor reichende Schichtfolge in Hallstätter Buntfazies rekonstruieren, was als eindeutiger Hinweis für deren Herkunft aus einem Hallstätter Südkanal zu werten ist.

Die Deckschollen selbst werden unter dem Begriff *Prolesdecke* zusammengefaßt. Die Prolesdecke wird als tektonisches Äquivalent zur Sandlingdecke angesehen.

## 1. Einleitung

In der Diskussion um die Herleitung der Hallstätter Zone haben in den letzten beiden Dezennien die faziiellen Verhältnisse der östlichen Kalkhochalpen als Argumente zunehmend an Bedeutung gewonnen, obwohl es dieser Region an spektakulären Vorkommen von Hallstätter Gesteinen, wie sie etwa aus dem Salzkammergut bekannt sind, eher mangelt. Doch war es gerade die in den Mürztaler Alpen erhaltene Verzahnung des Hallstätter Faziesstreifens mit den Nachbarzonen, welche TOLLMANN (1964: 160, 168) zur Feststellung veranlaßte, man erhielte gerade in diesem Abschnitt die Gewißheit, „daß die Hallstätter Zone nicht vom äußersten Südrand der Kalkalpen stammt, sondern N der Riffbarriere beheimatet ist“.

Nicht nur, daß damit der alte Streit um die Herleitung der Hallstätter Zone zwischen SPENGLER und KOBER zugunsten des Letzteren entschieden schien, legte dieser Befund auch die Vorstellung nahe, es gäbe im Ostabschnitt der Kalkhochalpen überhaupt keine tektonisch selbständige Hallstätter Zone (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1962; TOLLMANN 1964:161).

Eine ausreichende Basis für derart weitreichende Schlüsse war allerdings damals noch nicht gegeben: Zum einen fehlte eine den heutigen Anforderungen Genüge tuende Kartierung dieses Raumes, sodaß es schwer fallen mußte, auf diesen mangelhaften Unterlagen aufbauend, den tektonischen Bauplan einigermaßen befriedigend aufzulösen, zum anderen waren allgemein die Kenntnisse bezüglich Lithofazies und Stratigraphie der Hallstätter Kalke noch zu ungenügend, um daran weitreichende tek-

tonofazielle Schlußfolgerungen knüpfen zu können.

In der Zwischenzeit sind allerdings einige neue Aspekte hinzugekommen: Mit der Auffindung von mitteltriassischen Hallstätter Kalk-Linsen, die am Südrand der Dachsteinmasse verzahnt mit Seichtwasserkarbonaten vorliegen, war es dem Autor gelungen, wichtige Anknüpfungspunkte für eine Herleitung der Gesteine der Sandlingdecke aus einem südlich der Kalkhochalpen gelegenen Raum aufzuzeigen (LEIN 1976). Damit war der Nachweis erbracht, daß der eigentliche, durch seine Buntkalkentwicklung seit dem Oberanis klar individualisierte Hallstätter Trog in Salzbergfazies tatsächlich, wie es stets von SPENGLER vertreten worden war, nicht im nördlichen Abschnitt der Dachsteinkalkfazies einzuwurzeln ist, sondern südlich der Dachsteinmasse – im Gegensatz zu jenen, dem Tirolikum autochthon eingeschalteten „Hallstätter“ Intra-Plattform-Becken (Grundlseer Becken, Lammertal-Trog u.a.) mit einer der eigentlichen Hallstätter Entwicklung (s. o.) seit dem Oberkarn nur angenäherten Fazies.

Einen entscheidenden Fortschritt stellte auch die Erarbeitung einer kartierbaren Feingliederung der Hallstätter Kalke dar (SCHLAGER 1969; KRYSSTYN et al. 1971; KRYSSTYN & SCHÖLLNBERGER 1972; KRYSSTYN 1974, 1980).

Diese auf lithofazieller Grundlage beruhende Gliederung einer durch die gesetzmäßige Abfolge bestimmter Lithofaziestypen charakterisierten Serie besitzt in der Hallstätter Zone in weiten Teilen der Tethys ihre Gültigkeit. In den Intra-Plattform-Becken fehlen dagegen diese charakteristischen Hallstätter Lithofaziestypen. Mit dieser Feingliederung ist es somit auch innerhalb der Obertrias möglich, Gesteine des Hallstätter Südkanals von solchen zu unterscheiden, die aus einem Intra-Plattform-Becken stammen, was vor allem für die paläogeographische Interpretation von tektonisch isolierten Hallstätter Kalk-Schollen von Bedeutung ist.

Von großer Wichtigkeit ist schließlich auch die Erkenntnis einer früher als bisher vermuteten tektonischen Platznahme der Hallstätter Zone, welche demnach nicht erst in der austrischen Phase auf ihr Vorland aufgeschoben worden ist (TOLLMANN 1966), sondern bereits in intrajurassischer Zeit.

Schlammstrombreccienlagen mit reichlich auftretenden permischen Haselgebirgston-Komponenten in oberalmischen Oberalmer Schichten bei Hallein bestärkten PLÖCHINGER (1976) in der Annahme einer intramalmisch erfolgten Eingleitung der gesamten Hallstätter Masse der Hallein-Berchtesgadener Zone, während SCHÄFFER (1976:23, Abb. 22) das für die Hallstätter Zone im Salzkammergut wirksam gewordene tektonische Hauptereignis sogar als intraliassisch deutet.

Von diesen neuen Erkenntnissen

- der Beheimatung der Hallstätter Zone im äußersten Süden
- ihres Aufbaues durch eine überregionale Gültigkeit besitzende Abfolge bestimmter Lithofaziestypen
- und ihrer frühzeitig (intrajurassisch) erfolgten Verfrachtung auf der Basis gravitativer Eingleitung

hat der Versuch einer Neuinterpretation der Tektonik der östlichen Kalkhochalpen auszugehen.

In der Monographie der Nördlichen Kalkalpen (TOLLMANN 1976 a, b) konnten diese neuen Ergebnisse leider noch nicht in vollem Umfang berücksichtigt werden, so daß das ansonsten beispielgebende Nachschlagewerk bei der Deutung der Tektonik und paläogeographischen Abwicklung des Ostabschnittes der Kalkhochalpen teilweise von überholten Positionen ausgeht. Mit den folgenden Zeilen soll ein Ansatz für eine diesbezügliche Revision gegeben werden.



## 2. Deckschollen mit Hallstätter Buntkalken im Aschbachtal (S Mariazell)

### 2.1 Westflanke des Hohen Student

*„Der Student ist, schon was den vorgosauischen Bau betrifft, einer der kompliziertesten Berge der Kalkalpen“.*

H. P. CORNELIUS 1939, S. 131

#### 2.11 Bisherige Deutungen zur Stratigraphie und Tektonik

Es hat tatsächlich den Anschein, als würde der Hohe Student einen der Schlüsselpunkte zur Auflösung des tektonischen Bauplanes der Mürztaler Alpen darstellen. Zumindest haben die von uns im Herbst 1979 an der Westflanke dieses Bergstockes neu entdeckten Hallstätter Kalk-Schollen wesentlich zur Ausreifung und Bestätigung der vorliegenden Konzeption beigetragen.

Seit den ersten deckentektonischen Studien in den Ostalpen (KOBBER 1912) gilt der Hohe Student unbestritten als ein hochalpines Element, welches deckschollenartig einem tieferen, heute als Mürzalpendecke bezeichneten, Stockwerk auflagert. Dieser Vorstellung sind seither im wesentlichen alle Forscher (HERITSCH 1921; CORNELIUS 1939, 1952; TRAUTH 1937; SPENGLER 1959, 1963; KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1962; TOLLMANN 1964, 1967 a, 1976 b) gefolgt.

Trotz dieser einheitlichen tektonischen Zuordnung ist der Aufbau des Hohen Student im Detail – nicht nur wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse am Fuße dieses Bergmassives – mit einigen Fragezeichen behaftet. Gesichert ist nur die eindeutige Überlagerung des das Studentplateau aufbauenden mitteltriassischen Kalkklotzes über einer aus Jungschichten (Jura) und Werfener Schichten aufgebauten Sockelzone (CORNELIUS 1939: Abb. 10, Taf. 2/Prof. 4, Taf. 3/Prof. 5). Die Jungschichten allerdings liegen paradoxerweise *zwischen* den Steinalm-Wettersteinkalken des Plateaus und den zu deren ursprünglicher Basis gezählten Werfener Schichten, die in breiter Erstreckung (vor allem im Westen und Süden) die sumpfigen Niederungen rings um den Hohen Student einnehmen.

Diese Komplikationen, nämlich die Zwischenschaltung von Schollen jüngerer Gesteine in eine aufsteigende Schichtfolge einer fernüberschobenen Deckscholle legte schon frühzeitig den Verdacht nahe, die ganze Masse der in die Werfener Schichten eingeschichteten Juragesteine sei als Teil einer dem überschobenen Untergrunde angehörende Serie zu deuten, welche bei der Überschiebung von ihrer Basis gelöst, eingewickelt und passiv verschleppt worden wäre (CORNELIUS 1939: 130–131, 1952: 67). Dieser Vorstellung ist zuletzt auch TOLLMANN (1964: Taf. 14, 1967 a: Taf. 1, 1976 b: 384, Taf. 5) gefolgt.

In diesem Zusammenhang ist anzumerken, daß nicht nur im Bereich des Hohen Student ein dem basalen Gebirge (= Mürzalpendecke) und den hochalpinen Deckschollen tektonisch zwischengeschaltetes Element – von CORNELIUS als Zwischenschuppe bzw. von TOLLMANN als Student-Zwischenschuppe bezeichnet – vorliegt, sondern analoge Erscheinungen (auf die im folgenden noch zurückzukommen sein wird) seit CORNELIUS (1939: Taf. 4) in größerem Ausmaß auch von der Basis der Roßkogel-Deckscholle bekannt sind.

Die Einhelligkeit bezüglich der tektonischen Interpretation des Hohen Student läßt allerdings leicht übersehen, daß das dieser Deutung zugrundeliegende stratigraphische Fundament nur ungenügend abgesichert ist. Vor allem für die zur Zwischenschuppe gehörige Juraschichtfolge mangelt es an fossilmäßig belegten Einstufungen

und der Plateaukalk des Hohen Student selbst wurde von CORNELIUS (1952:28) nur „mit Vorbehalt“ als Wettersteinkalk bezeichnet.

Folgt man CORNELIUS (1939:73–74, 1952:16–17), so liegt eine – tektonisch allerdings stark gestörte – Schichtfolge vor, bestehend aus einem „bräunlichen Stinkkalk“ ungesicherten Alters (von CORNELIUS 1939:43–45, 1952:17 zuletzt als karisch-norisches Schichtglied gedeutet), Fleckenmergel (Lias), Hornsteinbankkalken und Aptychenschichten (Oberjura). Dabei verdient in diesem Zusammenhang sein Hinweis besonderes Interesse, daß in den rötlichen Aptychenschichten vom Westabfall des Hohen Student Breccienlagen – vornehmlich aus Werfener Schiefen und Gunsteiner Kalken – eingeschaltet seien.

Von CORNELIUS, der 1937 diesen klastischen Einschaltungen eine eigene Arbeit gewidmet hatte, wurde die Einbettung von Werfener-Komponenten in Oberjuramatrix als wichtiger Hinweis für eine im Oberjura erfolgte embryonale Anlage der Lachalpen-decke gedeutet (1939:165).

## 2.12 Neue Befunde

Bei Begehungen an der Basis der Westflanke des Hohen Student konnten in dem von Haselgebirge und Werfener Schichten eingenommenen Abschnitt zwischen Steinbauer Kogel und Schafkogel (s. Abb. 2) die erwähnten breccienführenden dunkelroten Kalke in größerem Umfang wieder aufgefunden werden. Vor allem im Bereich beiderseits der Rötten Mauer sowie im obersten Teil des Bachlaufes, der die Studentwestflanke gegen das Hallbachtal hin entwässert (= Fortsetzung des Pitzgrabens), aber auch entlang der neu gebauten, vom Falbersbach in Richtung Schafkogel führenden Forststraße liegt inmitten von Haselgebirge eine große Anzahl von Blöcken eines dichten roten Kalkes vor, der, wie bereits berichtet, von CORNELIUS als Oberjura, von GEYER (1889:534) dagegen als Lias aufgefaßt worden war. Vereinzelt finden sich in diesen Kalken die erwähnten Breccieneinschaltungen mit Komponenten von Werfener Schichten. Vergesellschaftet mit diesen Rotkalken treten noch ins Haselgebirge eingeschuppte Späne von Fleckenmergeln (Allgäuschichten) auf.

An Hand eines östlich vom Schafkogel in Richtung Studentleiten verlaufenden Schnittes (s. Abb. 1) läßt sich der geologische Aufbau der Sockelzone des Hohen Student am besten erläutern:

Zunächst stößt man in der zwischen Schafkogel und Turmmauer liegenden Sattelzone in breiter Erstreckung auf ein stark versumpftes Terrain mit Haselgebirge. In diesen Haselgebirgstonen stecken, unmittelbar benachbart, eingeschuppte bzw. eingesunkene Schollen mit dichten Rotkalken und grauen Fleckenmergeln.

Bei den Rotkalken, die nicht selten Anzeichen von stärkerer Subsolution aufweisen, handelt es sich eindeutig um einen Hallstätter Hangendrotkalk. Eine Einstufung dieses Schichtgliedes ins oberste Alaun ermöglichte eine aus diesen Rotkalkblöcken stammende Ammonitenfauna (Probe A 30; det F. TATZREITER) mit

*Halorites mitis* MOJS.

*Halorites* cf. *ramsaueri* (HAUER)

*Megaphyllites* sp.

*Rhacophyllites neojurese* (QUENST.)

Eingeschaltet in diesen Hallstätter Hangendrotkalk sind Breccienlagen mit Komponenten von Werfener Schichten (s. Taf. 1/Fig. 2).

In der feinkörnigen, biomikritischen Matrix des Hangendrotkalkes stecken, in Lagen angereichert, 1–5–15 mm große Extraklasten mit eckiger bis schlecht kantengerundeter Kornform. Diese Extraklasten setzen sich überwiegend aus grünen Haselgebirgstonen und graugrünen Sandsteinen

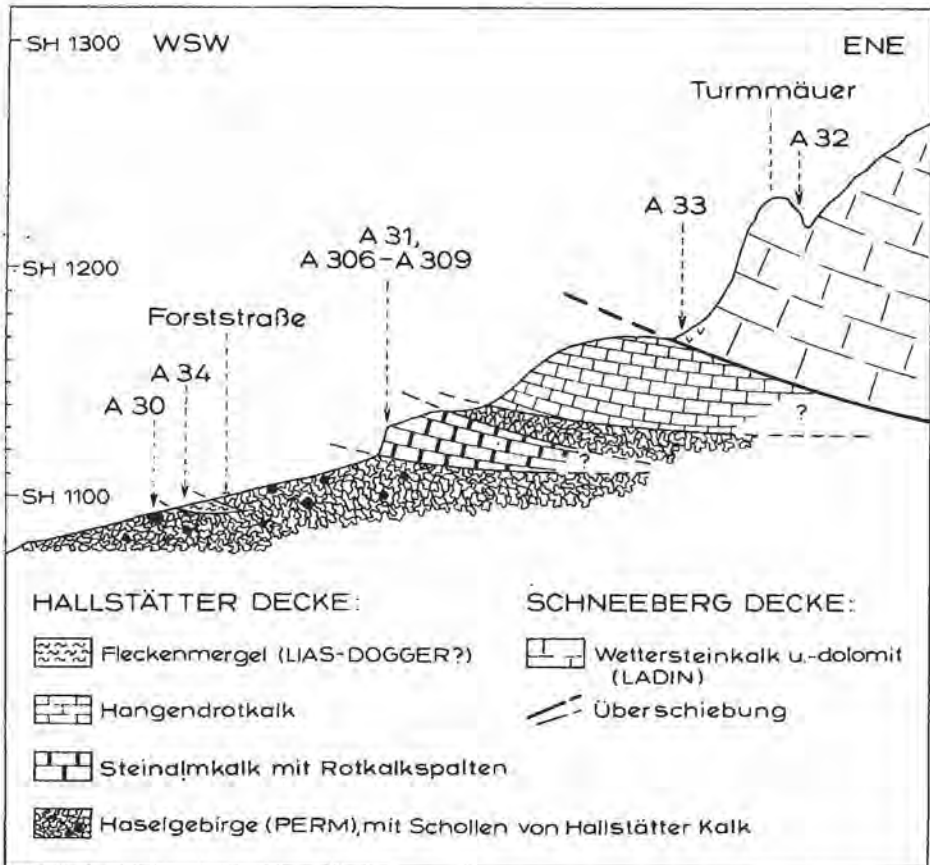


Abb. 1: Schnitt durch die Westflanke des Hohen Student. Über einer intensiv verschuppten Sokkelzone, bestehend aus Haselgebirgstone, Steinalmkalk mit karnischen Rotkalkspalten, norischem Hallstätterkalk und Allgäuschichten folgt mit deutlichem Überschiebungskontakt der Wettersteinkalk des Studentplateaus. Die Schuppenzone wird als Rest einer bereits intrajurassisch eingeglittenen Hallstätter Deckscholle gedeutet, die von den weiter nördlich beheimateten Seichtwasserkarbonaten der Schneebergdecke eingewickelt wurde.

der Werfener Schichten zusammen. Seltener kommen als Breccienkomponenten schwarze Kalke (Gutensteiner Kalk) und helle Dolomite (? Steinalm-Wettersteinkalk) vor, vereinzelt findet man auch dichte helle Kalke (Massiger Hellkalk).

Neben diesen überwiegend eckigen Komponenten kommen auch Plastiklaste ( $\varnothing$  -2 cm) vor, die auf Umlagerung von halbthifizierten, jedoch z. T. noch plastischen Teilen des Matrixsedimentes zurückzuführen sind. Auch kleine mm-große limonitumkrustete Resedimente sind zu beobachten.

Das Matrixsediment selbst ist ein stark bioturbat überprägter Biomikrit. Crinoidenstielglieder stellen den Hauptbestandteil der Biogene, hingegen treten Foraminiferen, Seeigelstacheln (und anderer nicht mehr näher bestimmbarer Echinodermendetritus), Ostracoden, sowie Schalentile von Gastropoden und Lamellibranchiaten nur untergeordnet auf.

Lagen mit bis zu 1 cm starken Limonitkrusten deuten auf Perioden mit Sedimentationsstillstand, Bildung von Hardgrounds und Einsetzen von Subsollution. Die oben beschriebene Ammonitenfauna stammt aus einem dieser Subsollutionshorizonte.

Neben den Hangendrotkalkschollen liegen auch teilweise länger anhaltende Züge von Fleckenmergeln bzw. -kalken vor (Probe A 34). Sie sind auf Grund ihrer Mikrofazies und ihrer Foraminiferenfauna am ehesten als Allgäuschichten anzusprechen. Ähnliche Gesteine kommen auch in äquivalenter tektonischer Position weit verbreitet an der SE-Flanke des Hohen Student, im Gschwandt unterhalb der Rabenmauer, vor (Probe A 354).

Die aus dem besprochenen Komplex vorliegenden Faunen ermöglichen keine nähere zeitliche Fixierung als Rhät bis Lias, sodaß man die Gesteine auch als Zlambachschichten ansprechen könnte – berechtigterweise, da von verschiedenen Autoren (SPENGLER 1943, MEDWENITSCH 1963, SCHÖLLNBERGER 1973) aus der Hallstätter Fazies von einem fließenden Übergang zwischen Zlambach- und Allgäuschichten berichtet wird. Von TOLLMANN (1976 a:276) wird derartige allerdings entschieden in Abrede gestellt und angeführt, daß die Allgäuschichten von den Zlambachschichten nicht nur faunistisch klar abgetrennt werden könnten, sondern, daß sie auch lithologisch durch einen größeren Karbonatgehalt und ihrem Reichtum an Spongiennadeln kenntlich wären. Letzteres trifft für beide Proben (A 34, A 354) zu, denn der Biogenanteil dieser Gesteine wird neben Lamellibranchiatenschalen und nicht näher bestimmbar organodetritisches Material in 30  $\mu\text{m}$ -Größe in erster Linie von Schwammnadeln bestritten, sodaß vereinzelt ein reiner Spiculit vorliegt.

Da unsere Probennahme nur an zwei isolierten Punkten erfolgte, ist deren Einstufung nicht kritiklos und uneingeschränkt auf das gesamte Fleckenmergelareal rings um den Hohen Student übertragbar. Es ist gut denkbar, daß Teile der von CORNELIUS (1936) als Liasfleckenmergel kartierten Flächen auch Zlambachschichten beinhalten.

Über dem von Haselgebirge eingenommenen Sumpfgelände erhebt sich in kleinen Wandstufen ein massiger heller Kalk, der von Rotkalkspalten durchädert ist. Auf Grund seiner Conodonten- bzw. Foraminiferenfauna (Proben A 31, A 306, A 309) mit *Gladigondolella cf. tethydis* (HUCKR.) und *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC läßt sich für den massigen hellen Kalk ein mitteltriassisches Alter fixieren. Bezüglich seiner Lithofazies ist er als Steinalm-Wettersteinkalk anzusprechen.

U. d. M.: Intraklasten-führender Biosparit – biogenführender Intrasparit. Biogene: überwiegend infolge Rekrystallisation nicht mehr näher bestimmbare Algenaggregate, häufig auch Foraminiferen; zudem noch selten Ostracoden und Echinodermendetritus. Teilweise starke randliche Mikritisierung der Biogene und Intraklasten.

Für das Sediment der im Steinalm-Wettersteinkalk steckenden Rotkalkspalten läßt sich an Hand von Conodontenfaunen mit *Gondolella nodosa* (HAYASHI) und *G. polygnathiformis* BUD. & STEF. ein oberkarnisches Alter nachweisen. Hinsichtlich ihrer Lithologie gleichen die Spaltenfüllungen vollkommen dem Roten Bankkalk, wie wir ihn aus typischen Hallstätter Rotkalk-Abfolgen aus dem Salzkammergut kennen.

U. d. M.: Biomikrit, dessen Biogenanteil, im Gegensatz zum Hangendrotkalk, in erster Linie von Filamenten (dünne Schalen von Lamellibranchiaten und Ostracoden) und Sphären (? Radiolarien;  $\Phi$  100–200  $\mu\text{m}$ ) bestritten wird. Starke Bioturbation (geopetal verfüllte Wühlgefüge mit Spathauben).

Darauf folgt, nach abermaliger Zwischenschaltung von Haselgebirge, in einem ansteigenden Waldgelände eine ca. 40 m mächtige, aus Hangendrotkalk aufgebaute Scholle, über welcher mit scharfer Grenze der wandbildende Plateaukalk des Hohen Student folgt. Dieser ist auf Grund seiner Mikrofazies und Fauna (s. u.) eindeutig als Wettersteinkalk anzusprechen.

Fauna:

1) Schollen am Fuß der Student-Deckscholle

Steinalm-Wettersteinkalk

A 31: 350 m NE Gipfel des Schafkogels, Wandstufe am Waldrand oberhalb der Forststraße. SH. 1140 m (s. Abb. 1); Mitteltrias.



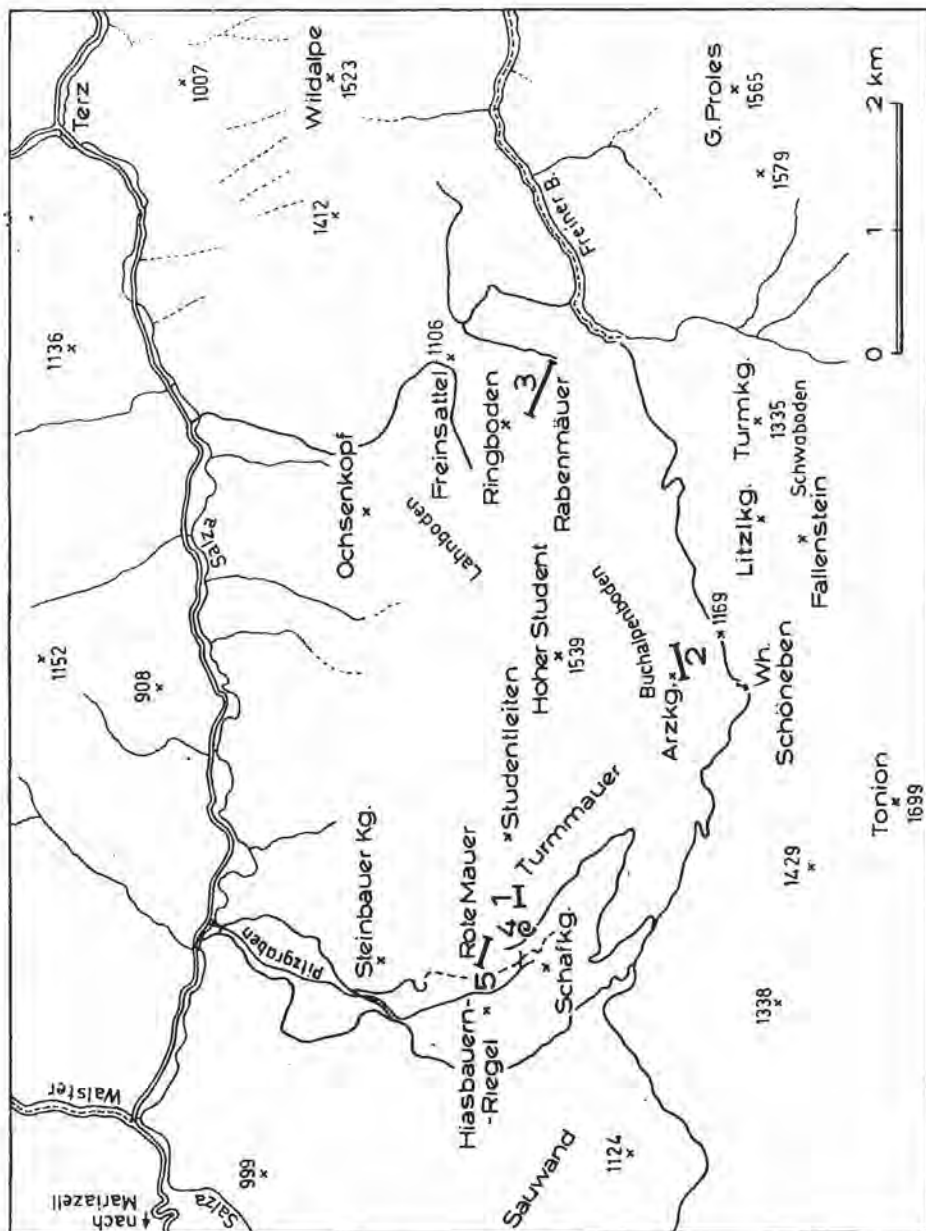


Abb. 2: Probenpunkte im Bereich des Hohen Student. Wettersteinkalk der Student-Deckscholle: Punkt 1 (A32–A33), Punkt 2 (A28), Punkt 3 (H9–H11); Ammonitenfundstelle im Hangendrotkalk: Punkt 4 (A30); Juraschichtfolge der „Zwischenschuppe“: Punkt 5 (A293–A 294).

Foraminiferen: *Endothyra* cf. *kuepperi* OBERHAUSER, *Endothyranella* sp., *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Trochammina* sp., „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN.

#### Roter Bankkalk

A 307: Lokalität wie A 306, als Spaltenfüllung im Steinalm-Wettersteinkalk; Oberkarn-Nor.

Ammoniten: *Arcestes* sp.

A 308: Lokalität wie A 307; Tuval 2/2.

Conodonten: *Gondolella carpathica* MOCK, *G. nodosa* (HAYASHI), *G. polygnathiformis* BUD. & STEF.

#### Hängendrotkalk

A 30: 300 m NE Gipfel des Schafkogels, knapp unterhalb der Forststraße (siehe Abb. 1 und 2); Alaun 2 (oberster Bereich der Columbianus-Zone).

Ammoniten: *Halorites mittis* MOJS., *H. cf. ramsaueri* (HAUER), *Megaphyllites* sp., *Rhacophyllites neojurensis* (QUENST.).

#### Allgäuschichten

A 34: 300 m NE Gipfel des Schafkogels, unterhalb der Forststraße (knapp über A 30); Rhät-Lias.

Foraminiferen: *Ammodiscus infimus* STRICKLAND, *A. incertus* (d'ORBIGNY), *Hippocrepina expansa elongata* KRISTAN-TOLLMANN, *Glomospira perplexa* FRANKE, „*Glomospira*“ *pattoni* TAPPAN, *Tolypamma* sp. (? *Planiinvoluta*), *Reophax densa* TAPPAN, *Trochammina canningensis* TAPPAN.

A 354: E-Flanke des Hohen Student, im Gschwandt, Forststraße unterhalb der Rabenmäuer; Rhät-Lias.

Foraminiferen: *Ammodiscus incertus* (d'ORBIGNY), *Glomospira perplexa* FRANKE, *Reophax densa* TAPPAN, *Ammobaculites alaskensis* TAPPAN.

#### 2) Student Deckscholle

##### Wettersteinkalk

H 9: E-Flanke des Hohen Student, Profil 3: Gschwandt-Ringboden (s. Abb. 2), SH. 1200 m; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Trochammina* sp., *Endothyranella* sp.

H 10: E-Flanke des Hohen Student, Profil 3: Gschwandt-Ringboden, SH. 1290 m; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI).

H 11: E-Flanke Hoher Student, am Ringboden (Profil 3), SH. 1330 m; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI).

A 28: Südflanke des Hohen Student, Profil 2: Wand am Fuß des Arzskogels; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Endothyranella* sp., *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Trochammina* sp., „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN.

A 32: SW-Flanke des Hohen Student, Profil 1: W-Ende der Turmmäuer, SH. 1180 m; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Endothyranella* cf. *bicarinata* SALAJ, *E. cf. wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Endothyranella* sp., *Glomospirella* sp., *Haplophragmella inflata* ZANINETTI & BROENNIMANN, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN.

A 33: Lokalität wie A 32; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Cyclogyra* sp., *Endothyranella* sp., *Glomospirella* cf. *sinensis* HO, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC.

A 306: Lokalität wie A 31; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Endothyranella wirzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Endothyranella* sp., *Jaculella tintinniformis* (MISIK), *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, „*Trochammina*“ *persublima* KRISTAN-TOLLMANN.

A 309: Lokalität wie A 306; Oberanis-Ladin.

Conodonten: *Gladigondolella* cf. *tethydis* (HUCKR.),  
Foraminiferen: *Endothyra* sp., *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, *Trochammina* sp., Duostominidae gen. et spec. indet.

Um die bestehende Ungewißheit bezüglich der stratigraphischen Stellung der Plateaukalke des Hohen Student (vgl. CORNELIUS 1939:41–43, 1952:28) zu beheben, wurde über die W- bzw. S-Flanken des Berges ein dichtes Probennetz gelegt. Auf Grund der Lithologie und der Faunen (s. o.) können die beprobten Gesteine eindeutig als mitteltriassischer Wettersteinkalk angesprochen werden. Dagegen ließ sich in diesen Seichtwasserkarbonaten kein obertriassischer Anteil, wie ihn TOLLMANN (1976 a: 384) in Analogie zur Situation auf dem Schneeberg und der Veitsch für möglich gehalten hatte, nachweisen.

In den SE-Hängen der Student-Deckscholle stößt man vereinzelt auf die fleckenhaften Reste einer dem Wettersteinkalk anhaftenden Breccie, deren eckige, aus dem Material des unmittelbaren Untergrundes zusammengesetzten Komponenten durch einen roten Filamentkalk verkittet werden, der lithologisch gut vergleichbar ist mit dem Reitmauerkalk des oberen Dogger. Ähnliche Breccien treten auch an der Basis des Fallenstein und des Kl. Proles auf und werden in diesem Zusammenhang (Kapitel 2.4) näher besprochen.

Gleichfalls ungesichert in seiner stratigraphischen Stellung ist der sogenannte „bräunliche Stinkkalk“ (CORNELIUS 1939:43, 1952:17), ein lichtgraubrauner, dünngeschichteter, beim Anschlagen mit dem Hammer intensiv bituminös riechender kieseliger Kalk, der vor allem in der westlichen Sockelzone des Hohen Student wandbildend (Rote Mauer) aufgeschlossen ist. Unterlagert wird er von Werfener Schichten, überlagert von einem hornsteinführenden „Oberjurakalk“ ungesicherten Alters. Von CORNELIUS (1939:45) wurde für den „bräunlichen Stinkkalk“ ein karnisch/norisches Alter vermutet und der Kontakt zu seinem Hangenden bzw. Liegenden tektonisch gedeutet.

Faunistisch abgesicherte Altersbelege fehlen für den Stinkkalk vollkommen, doch ist auf Grund seiner Mikrofazies (radiolarienführender Biopelmikrit bis -mikrosporit) nicht damit zu rechnen, daß er der Trias angehört. Sein Kontakt zu den hangenden (? ober)jurassischen Hornsteinbankkalken scheint dagegen stratigraphischer Natur zu sein. Demnach würde ich den „Stinkkalk“ in den Dogger – tiefen Malm stellen.

### Tektonische Deutung

Um den tektonischen Bauplan des Hohen Student aufzulösen, ist es unerlässlich, auch die nördlich davon gelegene *Halltal-Deckschollenreihe* in unsere Betrachtungen mit einzubeziehen.

Von SPENGLER war der in der Senke der Puchberg-Mariazeller Linie gelegene, einem jüngeren Untergrund diskordant aufgelagerte, längerstreckte Zug von Haselgebirge, Werfener Schichten und basaler Mitteltrias zunächst (1931:523, Taf. 18) als Abkömmling der Schneebergdecke und später (1959: Taf. 4, 1963: Abb. 1) als in Salzbergfazies entwickelter Hallstätter Deckenrest gedeutet worden. Das Einfallen des Südrandes dieser Scholle *u n t e r* den südlich anschließenden Zug der Wildalpe und des Westlichen Mitterberges sah SPENGLER als jüngste, erst im Alttertiär erfolgte, Einwicklung des vorgosauisch eingeglittenen Deckenkörpers an.

Demgegenüber wurde von TOLLMANN (1964:161–162, 1967 a: Taf. 1, 1967 b: Abb. 7, 9) die Halltal-Scholle als nachgosauisch überfahrene Stirnschuppe der Mürzaldecke („Mürztal-Stirnschuppe“) umgedeutet und als „eines der schönsten Beispiele einer kalkalpinen Stirnschuppe“ (1976 b:721) bezeichnet.

Der Stirnschuppen-Theorie wurde allerdings durch den von uns (LEIN 1972:79, 119) erbrachten Nachweis, daß der Westliche Mitterberg und die Wildalpe (unter wel-

che die Werfener Schichten der Halltal-Scholle einfallen) gar nicht Teile der Mürzalpendecke sind, der Boden entzogen. Seitdem wird die Halltal-Deckscholle von TOLLMANN (1976 b:393, Taf. 5) wiederum als Rest der Schneebergdecke gedeutet (unklar bleibt allerdings, weshalb derselbe Autor die westlich der Halltal-Scholle in gleicher tektonischer Position befindliche Dürradmer-Deckscholle weiterhin als Auslieger der Mürzalpendecke auffaßt).

Was nun den Hohen Student betrifft, sei nochmals an die Schwierigkeit erinnert, daß eine von CORNELIUS und TOLLMANN als ursprünglich zusammengehörig betrachtete Schichtfolge, bestehend aus Werfener Schichten und Wettersteinkalk, heute getrennt wird durch eine Zwischenschaltung jurassischer Gesteine, die nach Meinung der beiden obigen Autoren als aus dem Dach der Mürzalpendecke entnommene und eingeschleppte Späne zu deuten wären. Als weitere Komplikation kommt hinzu, daß der das Studentplateau bildende Wettersteinkalk nicht nur von Juraschichtgliedern unter-, sondern auch überlagert wird – ein Umstand, der von CORNELIUS (1939: 43, 130–131, Abb. 10, Taf. 2/Prof. 4, 1952:67) und TOLLMANN (1976 b: Taf. 7/Prof. 6) nur mit Hilfe einer gewagten Konstruktion in Form einer Sekundärüberfaltung der Basis des Student (= „Student-Zwischenschuppe“) gemeistert wird.

Demgegenüber muß festgehalten werden, daß die in den Werfener Schichten der Student-Unterlage steckenden, neu entdeckten Hallstätter Buntkalke in Salzbergfazies nur schwerlich aus dem Dach der Mürzalpendecke hergeleitet werden können, denn die ab dem Nor in dortigen Intra-Plattform-Becken entwickelten Hallstätter Kalke weisen keine Ähnlichkeiten mit den erwähnten Buntkalken auf.

Weiters muß ausdrücklich betont werden, daß auch der Kontakt zwischen den auf dem Wettersteinkalk des Student-Plateaus lagernden Oberjurakalken entgegen der Meinung von CORNELIUS und TOLLMANN nicht tektonischer, sondern sedimentärer Natur ist. Dies wird durch die am SE-Gehänge des Berges temporär aufgeschlossen gewesenen Kontaktstellen einer den Wettersteinkalk sedimentär übergreifenden Jura-breccie belegt. Für die Sockelzone wird Analoges – nämlich eine primär sedimentäre Überlagerung der Werfener Schichten durch den Oberjura – vermutet, doch kann dies auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht zwingend belegt werden.

Notwendigerweise sind die Hallstätter Kalke von der Student-Westflanke aus einem weit südlich der Mürzalpendecke gelegenen Hallstätter Trog zu beziehen. Naheliegender ist es, selbiges auch für die sie umgebenden Haselgebirgstone und Werfener Schichten zu vermuten.

Demnach wäre die Sockelzone des Hohen Student von einer, heute allerdings stark tektonisierten Schichtfolge, aufgebaut, bestehend aus Permoskyth, Steinalmkalk, Hallstätter Buntkalk, Fleckenmergeln der Zlambach(?)- und Allgäuschichten und einem diskordant darüber lagernden höheren Jura, und entspräche in ihrer tektonischen Stellung der Halltal-Deckscholle.

Ich vermute, daß sich bei entsprechend intensiver Suche alle Lithofaziestypen des Hallstätter Buntkaltes nachweisen lassen werden. Dies vorausgesetzt, hätte man es mit einer Abfolge zu tun, die gut typischen Hallstätter Serien entspräche, wie wir sie u. a. vom Rettenstein, aus dem Salzkammergut und der Umgebung von Hallein kennen.

Für die im Sockelbereich des Hohen Student entwickelte Zone mit ihren vor allem an der SE-Flanke im Brunntal in weiterer Verbreitung aufgeschlossenen Werfener Schichten (und den darin steckenden jüngeren Schichtgliedern) wird der Terminus Brunntal-Deckscholle vorgeschlagen. Über dieser erhebt sich, letztere vollständig einwickelnd, die hauptsächlich aus Steinalm-Wettersteinkalk aufgebaute Student-Plateau-Deckscholle, die in ihrer tektonischen Position der Roßkogel-Deckscholle entspricht.



## 2.2 Die Deckschollen von Rasing

In streichender Fortsetzung zur Halltal-Scholle, etwa 6 km WNW der beschriebenen Aufschlüsse an der Westflanke des Hohen Student, treffen wir im Bereich von Rasing (S Mariazell) vor der Stirn der Mürzalpendecke abermals auf Deckschollen mit Hallstätter Kalken.

Die am Nordabfall der Tribein gelegene Hallstätter Kalk-Scholle, die östlich der Feldbauernalm an der von Rasing zum Köckensattel führenden Straße in ca. 1000 m Seehöhe als wandbildende Rückfallkuppe morphologisch stark ins Auge springt, wurde erstmals von BITTNER entdeckt und kartenmäßig festgehalten (BITTNER et al. 1907), doch fehlen leider in der einschlägigen Spezialliteratur (GEYER 1908:23, SPENGLER 1925:291; HAUSER 1941:50) nähere Hinweise zum stratigraphischen Niveau dieser Kalke.

Wie die Profildarstellungen bei SPENGLER (1925: Abb. 1/Prof. 15) und HAUSER (1941: Abb. 3) zeigen, liegt die Deckscholle der aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk zusammengesetzten voralpinen Schichtfolge der Tribeinschuppe diskordant auf; der Darstellung von SPENGLER zufolge nAchgosauisch eingewickelt, hingegen bei HAUSER frei auf ihrer Unterlage schwimmend. Der von BITTNER auf der Spezialkarte in Zusammenhang mit der Hallstätter Kalk-Scholle ausgeschiedene Zug von Werfener Schichten dürfte allerdings, wie schon HAUSER richtig festgestellt hat, vollständig fehlen.

Eine Neuaufnahme der besagten Lokalität (LEIN 1981) hat u. a. ergeben, daß die Scholle von einer steil nach N einfallenden Abfolge, bestehend aus Massigem Hellkalk und Hangendrotkalk aufgebaut wird.

Der im Sattel der Rückfallkuppe aufgeschlossene massive Hellkalk ist auf Grund seiner Conodontenfauna ins tiefste Unternor zu stellen (Probe A 344), während dagegen der darüber folgende Hangendrotkalk, welcher hauptsächlich in der nach N blickenden Wand erschlossen ist, ein mittelnorisches Alter aufweist (Probe A 345).

### Fauna:

#### Massiger Hellkalk

A 345: 2 km SW Rasing, nahe der Straße zum Köckensattel (unweit der scharfen Kehre bei SH. 1020 m); Lac 1/1.

Conodonten: *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *Metapolygnathus communisti* HAYASHI.

KEX 41: Lokalität wie A 345, Tuval 3/1.

Conodonten: *Epigondolella nodosa* (HAYASHI), *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF.; *Chirodella dinodoides* (TATGE), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Metaproniodus suevica* (TATGE), *Neohindeodella triassica* (MÜLLER), *Neospathodus* sp.

KEX 42: Lokalität wie KEX 41; Lac.

Conodonten: *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *E. permica* (HAYASHI), *Gondolella navicula* HUCKR.; *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Grodella delicatula* (MOSHER), *Metaproniodus suevica* (TATGE), *Neohindeodella triassica* (MÜLLER), *Ozarkodina* cf. *tortilis* KOZUR & MOSTLER.

#### Hangendrotkalk

A 344: Lokalität wie A 345, nordöstliches Wandende; höchstes Mittelnor.

Conodonten: *Epigondolella bidentata* MOSHER, *E. postera* KOZUR & MOSTLER, *E. slovakensis* KOZUR.

Foraminiferen: *Agathamminoides gsoilbergensis* ZANINETTI, *Cornuspira* sp., *Cyclogyra* sp., *Lenticulina* sp., *Lingulina* sp., *Mesodiscus egmesozoicus* (OBERH.), *Ophthalmidium* sp., *Pseudonodosaria* sp., *Trocholina* sp., *Variostoma falcata* KRISTAN-TOLLM.

**Tektonische Deutung:**

Von SPENGLER (1925: Abb. 2, 1931: Taf. 18) wurde die Deckscholle von Rasing ebenso wie die Werfener Schieferzone des Halltales als weit aus dem Süden hereingebrachte Ultradeckscholle gedeutet, hinsichtlich ihrer tektonischen Stellung vergleichbar mit der juvavischen Decke (sensu SPENGLER 1924; Taf. 1; = Sandling-Decke) im Salzkammergut.

Die Herleitung der Rasinger Deckscholle aus dem eigentlichen, weit im Süden liegenden, Hallstätter Trog – ähnlich wie es heute für die Sandling-Decke angenommen wird – bereitet keine Schwierigkeiten; zu Komplikationen kommt es nur dann, wenn man – um größere Überschiebungsweiten zu vermeiden – versucht, die Deckschollen u n m i t t e l b a r südlich des Hochschwab einzuwurzeln, denn dort, im Bereich von Aflenz, herrschte zur Zeit der Obertrias in der Tat eine andere, mit den Hallstätter Kalken der Deckscholle nicht vergleichbare fazielle Entwicklung.

Diese Schwierigkeiten waren bereits SPENGLER bekannt. Als Ausweg aus diesem Dilemma ventilierte er (SPENGLER 1925:296/Fußnote 1) die halbherzige Lösung, nur die Werfener Schichten der Rasinger Deckscholle aus dem Raum südlich des Hochschwab kommend zu deuten, dagegen den Hallstätter Kalk aus dem Hochschwab selbst („wo die Riffkalke . . . dem Hallstätter Kalk sehr ähnlich werden“) abzuleiten.

Demgegenüber muß aber festgehalten werden, daß die seit BITTNER bekannten, gelegentlich in den Riffkalken des Hochschwab auftretenden Hallstätter Kalk-Linsen litho- und mikrofaziell keinesfalls dem Massigen Hellkalk und Hangendrotkalk der Rasinger Deckscholle entsprechen.

Einzubeziehen in die Diskussion um die Herleitung der Rasinger Deckscholle sind aber auch die in ihrer Position und Lithofazies so ähnlichen Deckschollen vom Bergstein (S Gamsen Becken).

Diese ebenfalls vor der Stirn der Mürzalpendecke gelegenen Schollen werden, wie durch eigene Begehungen geklärt werden konnte, von einer Abfolge aus Rotem Bankkalk und Massigem Hellkalk aufgebaut, die stellenweise noch bis in den Hangendrotkalk hinaufreicht, wobei die aus der Literatur bekannten klassischen Halobienfundstellen mit *Halobia austriaca* MOJS., *H. salinarum* BRONN, *Perihalobia beyrichi* (MOJS) u. a. (KITTL 1912; GRUBER 1977:187) im Bereich des tiefnorischen Massigen Hellkalkes liegen.

Entgegen einer Fernherleitung vom Süden werden von TOLLMANN die Deckschollen vom Bergstein bzw. jene W Dürradmer und S Mariazell (Rasing) als Teile einer in vorgosauischer Zeit so weit vortransportierten Stirne der Mürzalpendecke gedeutet, welche später durch Erosion und nachgosauische Tektonik vom Deckenhauptkörper getrennt worden wären (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN 1962: 14, 17, Taf. 1; TOLLMANN 1964: Taf. 16, 1967 a: 240–242, Taf. 1, 1967 b: 271, 1973:51, Abb. 21, 1976 b: 370, 373).

Dieser Ableitung liegt die Vorstellung zugrunde, daß die Hallstätter Fazies, aus den Mürztaler Alpen kommend (wo sie sich gerade im Frontanteil der Mürzalpendecke seitlich rasch aus dem Dachsteinkalk herausentwickle) gegen NW hin in den (heute tektonisch isolierten) Vorderrand dieser Einheit hinüberziehe (TOLLMANN 1967 a: 242, 1976 b: 373).

Dem ist freilich entgegenzuhalten, daß in den Mürztaler Alpen die Vorstellung eines raschen seitlichen Überganges zwischen Hallstätter Kalk und Dachsteinkalk im Stirnbereich der Mürzalpendecke auf mehreren Irrtümern beruht, die längst widerlegt worden sind (LEIN 1972). Zum anderen muß dezidiert festgehalten werden, daß die

charakteristischen Glieder des echten Hallstätter Kalkes, wie Grauvioletter Bankkalk, Roter Knollenflaserkalk, Massiger Hellkalk, u. a. in der Mürzalpendecke fehlen und wir dort statt dessen nur die Ablagerungen eines norischen Intra-Plattform-Beckens vorfinden, die zwar eine entfernte Ähnlichkeit zu den echten Hallstätter Kalken (s. o.) aufweisen, aber von diesen litho- und mikrofaziell klar abgetrennt werden können.

Dem zweiten Argument schließlich, es stünde einer Herleitung der Deckschollen aus dem Süden die Tatsache entgegen, daß im Gesamttraum dieses Abschnittes der Kalkhochalpen südlich der Gesäuse-Hochschwabmasse nirgendwo Hallstätter Kalke auftreten und statt dessen eine terrigen beeinflusste Fazies (mit einem schieferreichen Karn und Aflenzer Kalk im Nor) vorliege, kommt gar keine Beweiskraft zu, denn die Deckschollen sind nicht aus dem Aflenzer Trog (der ebenfalls ein Intra-Plattform-Becken darstellt!), sondern aus einem weiter südlich davon befindlichen Raum herzuleiten – ein Gedanke, der bezüglich der Bergstein-Deckscholle von SPENGLER (1959:Taf. 4) längst vertreten worden ist.

### 2.3 Die Hiasbauernalm-Deckscholle im Bereich der Neunkögerln

Eine von uns neu erkannte Deckscholle aus mitteltriassischem Hallstätter Kalk, die oberhalb der Hiasbauernalm am NW-Ende der Neunkögerln (4,5 km SE Gußwerk) einer aus rhätischen Zlambachschichten bestehenden Unterlage aufruht (s. Abb. 3), kann als weiterer Hinweis für den Bestand eines auch in den östlichen Kalkhochalpen entwickelt gewesenen Hallstätter Südkanals ins Treffen geführt werden.

Die Existenz von Hallstätter Gesteinen, an die sich unsere Argumentation knüpft, ist zwar nicht grundsätzlich neu, doch sah man dieses Vorkommen bisher im Lichte einer vollkommen anders gearteten stratigraphischen und tektonischen Deutung.

Bereits BITTNER (1888:176) führte von den „nordwestlichen Höhen der Neunkögerln Hallstätter Petrefacten, und zwar vorherrschend halobienführende Bänke“ an, doch schien ihm das diese Fauna beinhaltende Gestein weit eher den „salzburgischen Hochgebirgskorallenkalken“ als typischen Hallstätter Kalken zu gleichen. Wenn kurz danach bei GEYER (1889: Abb. 1) die Gesamtheit der den N-Abfall der Neunkögerln aufbauenden Gesteine unter der Bezeichnung „Unterer Hallstätter Kalk“ ausgeschieden wurde, so besagt dies wenig, denn unter diesem Begriff liefen bei GEYER nicht nur die (norischen) Hallstätter Kalke, sondern auch der sie unterlagernde karnische Tisovec-Kalk.

In der Kartendarstellung von CORNELIUS (1936), für den sich ja Hallstätter Kalk und Dachsteinkalk nur als „verschieden ausgebildete Teile eines einheitlichen Schichtgliedes“ darstellten (1939:63), geht schließlich der am NW-Sporn der Neunkögerln mittels Übersignatur nur vage ausgeschiedene Hallstätter Kalk ohne scharfe Grenze in Dachsteinkalk über und ist somit als zeitgleich zu diesem (= norisch) zu betrachten.

Tatsächlich steht aber im Bereich der Neunkögerln kein norischer Hallstätter Kalk an, der mit dem umliegenden Dachsteinkalk durch lateralen Fazieswechsel verbunden wäre, sondern liegt eine von der Umgebung **t e k t o n i s c h a b g e g r e n z t e A b f o l g e** vor, bestehend aus einem ladinischen Hallstätter Kalk und dunklen allopäpischen Bankkalken des Unterkarn, die im Hangenden von hellen Seichtwasserkarbonaten abgelöst werden.

Die an der Basis dieser Abfolge, oberhalb der Hiasbauernalm aufgeschlossenen, gut gebankten (dm-Bereich), grauvioletten Bankkalke (welche stellenweise lateral in luckig verwitternde, sekundär dolomitisierte Kalke übergehen können) gleichen in ihrem lithologischen Habitus gut den höchsten Anteilen der vom Dachsteinsüdrand bekannten

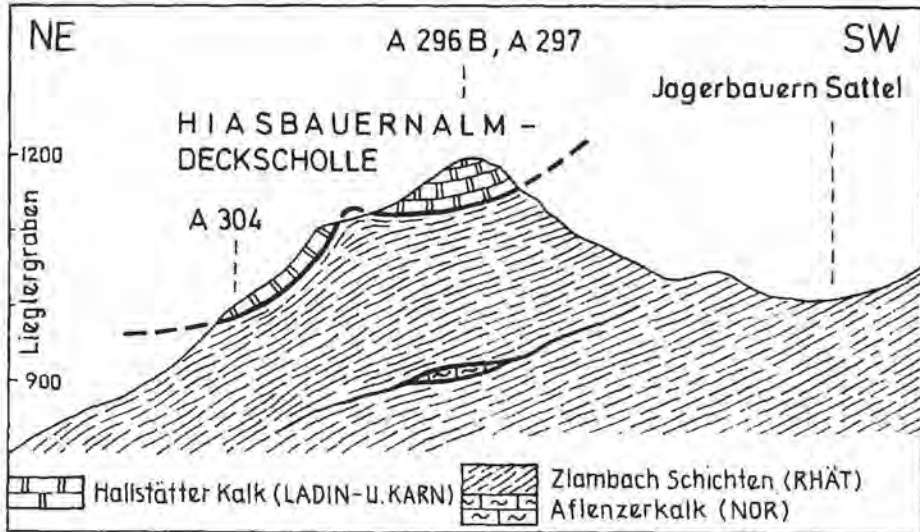


Abb. 3: Einem mehrfach geschuppten Untergrund, bestehend aus rhätischen Zlambachschichten mit tektonisch zwischengeschalteten Aflenzer Kalk-Linsen, liegt oberhalb der Hiasbauernalm eine aus ladinischem-unterkarnischem Hallstätter Kalk bestehende Deckscholle auf.

ladinischen Hallstätter Kalk-Linsen (LEIN 1976). Auf Grund ihrer Fauna mit *Gladi-gondolella tethydis* (HUCKR.) und *Gondolella excelsa* (MOSHER) läßt sich für ihren tieferen Abschnitt klar ein ladinisches Alter belegen (Proben A 296B, A 297). Im höheren, auf Grund der Conodontenfaunen (Probe G 15) bereits dem Unterkarn zugehörigen Anteil dieser Serie findet man nicht selten *Halobia rugosa* GÜMBEL, welche hier, bedingt durch das kalkige Einbettungsmittel, in einem ungewohnt guten Erhaltungszustand vorliegt.

Auffallend ist, daß in den grau-violetten Bankkalken dem filamentreichen Autochthonosediment in nicht geringem Umfang ein aus einem Seichtwasserareal stammendes Intraklastenmaterial beige mischt ist. Es ist dies ein wichtiger fazieller Hinweis, der belegt, daß die Hallstätter Kalke der Neunkögerln in einem plattformnahen Beckenrandbereich abgelagert wurden, der schließlich – ähnlich den erwähnten Verhältnissen am Dachsteinsüdrand – von einer ins Becken vorstoßenden Seichtwasserkarbonat-Plattform überwältigt wurde.

U. d. M.: Intrabiosparit bis -mikrit. Biogene: häufig bis 1,5 mm große Filamente (Lamelli-branchiatenschalen) sowie (von allochthoner Herkunft) *Tubiphytes obscurus* MASLOV und nicht näher bestimmte Algenkolonien; seltener Foraminiferen, Sphären (? Radiolarien,  $\Phi$  100  $\mu$ m) und Ostracodenschälchen. In größerem Umfang treten aus dem Seichtwasserbereich stammende Intraklasten ( $\Phi$  40 - 300  $\mu$ m) auf.

Stellenweise ist noch der primäre rhythmische Wechsel von autochthoner und allochthoner Sedimentanlieferung erhalten (Wechsellagerung von intraklastenführenden Mikriten mit Intraspariten), zumeist ist er aber durch Bioturbation zerstört. Häufig sind Hohlraumgefüge (Stromatactis) zu beobachten.

In den darüber folgenden, gleichfalls noch dem Unterkarn (Probe A 304) angehörenden dunklen allodapischen Bankkalken nehmen schließlich die aus dem Seichtwasserareal stammenden Schüttungen schlagartig zu.



U. d. M.: Überwiegend aus Riffschutt aufgebauter Biosparit. Biogene: *Tubiphytes obscurus* MASLOV, *Thaumaporella parvovesiculifera* RAINERI, nicht näher bestimmbare Algen- und Hydrozoenreste sowie Bruchstücke von Echinodermen.

Die gradierten Arenitlagen (mit basalen Korngrößen um 0,5 mm) sind nur selten von kurzen Perioden autochthoner (= mikritischer) Sedimentation unterbrochen. Anzeichen von Bioturbation fehlen vollständig.

#### Fauna:

##### Grauvioletter Bankkalk

A 296B: NW-Spitze der Neunkögerln, Felsen direkt über der Hiasbauernalm, SH. 1110 m; Oberanis-Ladin.

Conodonten: *Gondolella* cf. *excelsa* (MOSHER)

Foraminiferen: *Agathammina* sp.

A 297: Lokalität wie A 296B, SH. 1160 m; Unterladin.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella excelsa* (MOSHER); Astformen des *Gl. tethydis*-Multielementes.

Foraminiferen: *Ophthalmidium leischneri* (KRISTAN-TOLLM.), *Frondicularia* sp., *Nodosaria* sp.

G 15-G 16 a: N-Abfall der Neunkögerln, SH. 1285 m; Unterkarn.

Conodonten: *Gladigondolella* cf. *malayensis* NOGAMI, *Gl. tethydis* (HUCKR.), *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF.; Astformen des *Gl. tethydis*-Multielementes.

Lamellibranchiaten: *Halobia rugosa* GÜMBEL

##### Dunkler allodapischer Bankkalk

A 304: N-Spitze der Neunkögerln, an der neu angelegten Forststraße, SH. 1020 m; Unterkarn.

Conodonten: *Gladigondolella malayensis* NOGAMI, *Gl. tethydis* (HUCKR.), *Gondolella polygnathiformis*; Astformen des *Gl. tethydis*-Multielementes.

#### Tektonische Deutung

Im Bereich des Aschbachtals (S Mariazell) liegt nach unserer Kartierung (LEIN 1972: Taf. 9, 10) den dolomitisierten mitteltriassischen Plattformkarbonaten der Mürzalpendecke mit tektonischer Grenze eine mehrfach geschuppte fremde Hülle auf, die sich aus Zlambachschichten an der Basis und einer diskordant darüber folgenden Lamelle aus Aflenzer Kalk zusammensetzt. Die Mächtigkeit der basalen, aus Zlambachschichten aufgebauten Schuppe schwankt beträchtlich. Einerseits kann sie tektonisch ausgequetscht werden, wie das in den westlichen Gehängen des Aschbachtals der Fall ist (wo dann die Aflenzer Kalke der höheren Schuppe direkt auf den Wettersteindolomit der Mürzalpendecke stoßen), andererseits kann sie, wie etwa im Bereich der Neunkögerln, durch Anschoppung und Verschuppung auf ein Mehrfaches ihrer normalen Mächtigkeit anschwellen.

Diesem Schuppensystem liegt, als tektonisch höchstes Element, die beschriebene Abfolge mit dem ladinischen Hallstätter Kalk deckschollenartig auf.

Unterlagert wird diese von uns als Hiasbauernalm-Deckscholle bezeichnete Einheit im Nordwesten von den Zlambachschichten der tieferen Schuppe, im Südosten dagegen (im Bereich der Kote 1363 m), von Aflenzer Kalken der höheren Schuppe.

Die Unterlagerung der Hallstätter Kalke im Südosten der Deckscholle durch Aflenzer Kalk kommt auf den Profilen von CORNELIUS (1939: Taf. 2/Prof. 4, Taf. 3/Prof. 5) gut zum Ausdruck. Die auf diesen Profilen unter dem Aflenzer Kalk auftauchenden, tektonisch ausgedünnten Zlambachschichten sind allerdings fälschlich als Reingrabener Schichten bezeichnet. Dieser Irrtum ist gut verständlich, da sich CORNELIUS den Aufbau der Neunkögerln als ungestörte, aufsteigende Schichtfolge vorstellte.

Gegenüber unserer obigen tektonischen Deutung wird der Aufbau des Aschbachtals und der Neunkögerln von TOLLMANN (1976 b:393, Taf. 5) in völlig anderer Weise interpretiert. Bei ihm werden die Zlambachschichten der tieferen Schuppe der Naß-

köhrschuppe gleichgestellt und die darüber folgende Lamelle aus Aflenzer Kalk mit der Schneebergdecke parallelisiert.

Diese Abwicklung ist nicht zutreffend, was sich erst durch die Erfassung der neuen Deckscholle in voller Klarheit zeigt.

So ist es u. a. nur schwer verständlich, wieso gerade Aflenzer Kalk und Zlambachschichten, welche zwar heute tektonisch getrennt sind, die man aber doch wohl eher als Teile einer ursprünglich zusammengehörigen Schichtfolge wird auffassen müssen, zwei völlig getrennten tektonischen Stockwerken (Naßköherschuppe und Schneebergdecke) zugeordnet werden.

Seit dem Hinzukommen eines tektonisch höheren Elementes in Form der neu erkannten Hiasbauernalm-Deckscholle erweist sich aber die von TOLLMANN geübte Gleichsetzung zwischen der aus Aflenzer Kalk bestehenden höheren Schuppe mit der Schneebergdecke als problematisch, müßte doch auf der Basis dieser Parallelisierung die Hiasbauernalm-Deckscholle automatisch als Ultradeckscholle aufgefaßt werden.

Im Gegensatz dazu werden von uns die Gesteine der Hiasbauernalm-Deckscholle aus dem Hallstätter Südkanal hergeleitet und die Aflenzer Kalke und Zlambachschichten des Aschbachtaler Schuppensystems aus einem dem Aflenzer Trog zugehörigen Intra-Plattform-Becken bezogen. Die Gesteine des Aschbachtaler Schuppensystems wären somit, ähnlich der von TOLLMANN gegebenen Deutung für den tieferen Teil desselben, als abgescherte und bloß wenige Kilometer nach Norden verachtete Teile der Mürzalpendecke aufzufassen, im Gegensatz zur Hiasbauernalm-Deckscholle, die von uns als fernüberschobenes Element gedeutet wird.

#### 2.4 Schwaboden und Proles

Unsere in den vorigen Kapiteln bereits angedeuteten Vorstellungen bezüglich einer tektonischen Neuinterpretation der Mürztaler Alpen finden eine weitere Stütze in Form der im Umkreis des Schwabodens (SE Hoher Student) entwickelten Hallstätter Kalke.

Diese Gesteine werden auf Grund ihrer Lithologie und Fauna seit mehr als einem Jahrhundert (STUR 1871) als Hallstätter Kalke geführt und sind als solche auch auf der CORNELIUS-Karte ausgeschieden. Neu ist in diesem Zusammenhang somit nur, daß es sich bei diesen Gesteinen um typisch ausgebildete Vertreter der Hallstätter Buntfazies handelt.

In erster Linie ist es der hier abnorm mächtig (ca. 200 m) ausgebildete Massige Hellkalk, der die rings um den Schwaboden angeordneten, steil aufragenden Erhebungen des Fallenstein, Turmkogel und Geisterstein aufbaut. Ebenfalls entwickelt ist auch der Rote Bankkalk und der Hangendrotkalk, doch treten diese beiden Schichtglieder flächenmäßig deutlich zurück.

Charakteristisch für den hier erschlossenen massigen Hellkalk ist sein bereits von GEYER (1889:572) erwähnter Reichtum an Halobienlumachellen. Sein unternerisches Alter ist hinreichend belegt; einerseits durch Conodontenfaunen mit *Epigondolella primitia* (MOSHER) bzw. *E. abneptis abneptis* (HUCKR.), andererseits durch das Vorkommen von *Halobia styriaca* (MOJS.).

U. d. M.: Pelletführender Biomikrit-Pelsparit, dessen Biogenanteil überwiegend von Lamelli-branchiatenschalen („Filamenten“) bestritten wird; dazu treten noch vereinzelt Sphären (? Radiolarien) und selten Stielglieder von Crinoiden.

Im Sediment herrscht starke Bioturbation, wobei in den durchwühlten Arealen eine verstärkte Pelletführung festzustellen ist.

Für große Teile des Massigen Hellkalkes treffen somit folgende Hauptcharakteristika zu: ei-

nersseits das Massenaufreten von Halobienschalen, andererseits eine starke, mit namhafter Pelletführung verbundene Bioturbation. Es ist naheliegend, diese Befunde kausal aufzufassen und die Halobiiden, wie es GRUBER (1977) vorgeschlagen hat, als Verursacher von Bioturbation und Pelletproduktion zu betrachten.

Der darüber folgende Hangendrotkalk zeigt gleichfalls großen Fossilreichtum. Zumindest ist auf ihn die von STUR (1871:300) beschriebene, aus losen Blöcken vom Fuße des Geisterstein stammende reiche sevatische Fauna mit *Monotis salinaria* BRONN, *Orthoceras dubium* HAUER, *Nautilus barrandei* HAUER, *N. respondens* QUENST. und zahlreichen Gastropoden zu beziehen.

Nicht selten dringt der Hangendrotkalk in Spalten tief in den Massigen Hellkalk ein; auch in diesen Fällen weist er eine reiche, vorwiegend aus Ammoniten bestehende Fauna auf (Probe G 125).

U. d. M.: Crinoidenführender Biomikrit. Crinoiden und nicht näher bestimmbarer Echinodermendetritus stellen den Hauptteil der Biogene, dagegen sind Foraminiferen, juvenile Gastropoden, Ostracoden und Lamellibranchiatenschalen eher selten. Zu beobachten ist ferner eine ausgeprägte Druckflaserung.

Im Bereich von Proles und Fallenstein bildet nach den Angaben von CORNELIUS (1939:71) ein „roter Liaskalk in Adneter Fazies“ das unmittelbar Hangende der dort aufgeschlossenen Hallstätter Kalke. Da aber nach der Kartierung von CORNELIUS (1936) dieser Kalk rings um den Litzlkogel – sowohl im Norden, als auch im Südosten – auftritt, kann schon aus geometrischen Erwägungen von einer normalen Überlagerung (wie sie CORNELIUS 1939: Abb. 4, Taf. 2/Prof. 5 darstellt) keine Rede sein. Zudem steht dieser rote Kalk, entsprechend der geologischen Karte, mit den im Bereich des Freinriegels erschlossenen höchsten – und somit stratigraphisch tiefsten! – Teilen der Prolesinversserie in Verbindung, was gleichfalls nicht für die Deutung als stratigraphische Normalabfolge spricht.

Interessant ist in diesem Zusammenhang die von CORNELIUS (1939:72) gemachte Beobachtung, daß der rote (Lias-)Kalk dem Hallstätter Kalk „durch eine mächtige Zone brecciöser Aufarbeitung“ verbunden wäre. Diese Feststellung kann bestätigt werden, denn tatsächlich treten an der N-Flanke des Litzlkogels (zwischen SH. 1270 m–1350 m) Breccien mit roter Matrix auf, die sich lithologisch sehr gut mit jenen bereits von der SE-Flanke des Hohen Student erwähnten Breccien vergleichen lassen.

Während die Breccie an mehreren Stellen anstehend angetroffen werden kann, liegen die in ihrer Begleitung auftretenden (?Lias-)Rotkalke nur in Form loser Blöcke vor, sodaß der Verdacht naheliegt, es handle sich dabei um erosiv freigelegte größere Komponenten dieser Breccie.

Da die Breccie am Fuße des Litzlkogels ringförmig um diesen angeordnet ist, besteht an sich kein Zweifel, daß die Breccie nicht die normale stratigraphische Überlagerung des Hallstätter Kalkes darstellt, sondern den Fallenstein-Litzlkogel-Zug als Ganzes unterlagert. Andererseits liegt sie im Sattel zwischen Fallenstein und Litzlkogel dem Massigen Hellkalk transgressiv auf.

Über dieser Breccienlage erheben sich, den Gipfelbereich des Litzlkogels aufbauend, helle Seichtwasserkarbonate, die auf Grund ihrer Foraminiferanfauna mit *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC und *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, der tieferen Mitteltrias angehören.

Da dieser Steinalm/Wettersteinkalk-Komplex allseits von jüngeren Schichten (Jurbreccie und Massiger Hellkalk) unterlagert wird, besteht kein Zweifel, daß eine Deckscholle vorliegt, welche im folgenden als Litzlkogel-Deckscholle bezeichnet werden soll.

## Fauna:

## Steinalm-Wettersteinkalk

A 351: Litzkogel (= nordöstlicher Vorgipfel des Fallenstein), Gipfelbereich, SH. 1480 m; Mitteltrias.

Foraminiferen: *Meandrospira dinarica* KOCHANESKY-DEVIDE & PANTIC, *Endothyrella* sp., *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, Duostominidae gen. et spec. indet.

## Massiger Hellkalk

A 312: Turmkogel, Gipfelbereich; Lac.

Conodonten: *Epigondolella abneptis abneptis* (HUCKR.)

A 349: W-Sporn des Fallenstein, SH. 1520 m; Lac. 1.

Conodonten: *Epigondolella primitia* (MOSHER)

G 124: N-Flanke des Fallenstein, nordöstlich unterhalb der Gipfelpartie, SH. 1470 m; Lac.

Lamellibranchiaten: *Halobia styriaca* (MOJS.)

E 17: W-Flanke des Geisterstein, im Sattel zwischen Vorgipfel und eigentlicher Haupterhebung; oberstes Lac 3-Alaun 2.

Lamellibranchiaten: *Halobia* ex aff. *lineata* MÜNSTER

## Hangendrotkalk

G 125: N-Flanke des Fallenstein, unterhalb G 124, SH. 1460 m, Spaltenfüllung im Massigen Hellkalk; Alaun 1-2.

Ammoniten: *Halorites* sp., *Paracladiscites multilobatus* BRONN, *Rhacophyllites* cf. *debilis* (HAUER), *Stenarcestes Diogenis* MOJS.

Lamellibranchiaten: *Halobia* cf. *partschii* KITTL.

In streichender Fortsetzung zu den besprochenen Vorkommen rings um den Schwaboden stößt man im nordöstlich anschließenden Proleszug wiederum auf Hallstätter Kalke. Daß solche hier vorliegen, ist seit STUR (1871), MOJSISOVICH und GEYER (1889) bestens belegt, während die inverse Lagerung dieser Abfolge erst jüngst (TOLLMANN 1967 b; LEIN 1972) geklärt werden konnte.

Von besonderem Interesse sind die Gesteine des Proleszuges deshalb, weil hier in der Obertrias auf einer Distanz von 4 km schrittweise der fazielle Umschlag von der Hallstätter Buntfazies in die Hallstätter Graufazies erfolgt. Diese Tatsache ist neu, denn bisher war bloß die am Ostende des Proleszuges entwickelte Graufazies bekannt, welche im klassischen Querprofil der Mürzschlucht prächtig aufgeschlossen studiert werden kann.

Im westlichen Abschnitt, im Bereich des Kleinen Proles liegt dagegen eine Abfolge mit Anklängen von Rotem Bankkalk und mächtig entwickeltem Massigem Hellkalk vor.

Der Massige Hellkalk, an dessen Basis eine bis zu 30 cm mächtige Lumachelle mit *Halobia styriaca* (MOJS). entwickelt ist, wird (unter Beibehaltung seiner charakteristischen Mikrofazies) gegen Osten hin zunehmend mergeliger und geht schließlich im Bereich der Mürzschlucht in einen Hallstätter Graukalk über, der hier das gesamte Nor vertritt (während im Mittelabschnitt, rund um den Großen Proles, der Graukalk erst ab dem obersten Nor entwickelt ist).

Aus einer in Hallstätter Buntfazies ausgebildeten Abfolge mit typischem Massigem Hellkalk gelangt man somit gegen Osten allmählich in eine stärker terrigen beeinflusste Serie, bestehend aus Halobienschiefern, oberkarnischen Hornsteinbankkalken und in Graufazies entwickelten Hallstätter Graukalken, welche schließlich von mächtigen Zlambachschichten überlagert werden.

## Tektonische Deutung

Der Proleszug ist ein tektonisch isoliertes Element (= Prolesschuppe, LEIN 1972),



welches der Mürzalpendecke mit inverser Schichtfolge diskordant aufliegt und seinerseits von einem höheren Stockwerk, der zur Schneebergdecke gezählten Roßkogel-Deckscholle, überlagert wird.

Ähnlich der bereits erwähnten „Student-Zwischenschuppe“ stellen die Gesteine des Proleszuges somit eine der Mürzalpen- und Schneebergdecke tektonisch zwischengeschaltete Lamelle dar, die sich über Proles und Mürzschlucht hinaus über das Naßköhr nach Osten hin bis zur Ameiswiese erstreckt und eines der größten durchgehend aufgeschlossenen Inverselemente der Nördlichen Kalkalpen darstellt.

Schon frühzeitig wurde von HERITSCH (1921:118–119) bei der Deutung des Mürzschluchtprofils der mit dem (tektonisch liegenden) norischen Hallstätter Kalk stratigraphisch verknüpfte karnische Hornsteinbankkalk (von HERITSCH als Reiflinger Kalk fehlinterpretiert) als ein tektonisch selbständig entwickeltes Element zwischen basaler Einheit (= Mürzalpendecke) und Lachalpendecke (= Schneebergdecke) gedeutet.

Aufbauend auf dieser Vorstellung wurde später von CORNELIUS (1939:98, Taf. 4) unter der Bezeichnung „Zwischenschuppe“ die hauptsächlich aus Teilen der karnischen Hornsteinbankkalk bestehende oberste Partie der Inversfolge als eigenständiges tektonisches Element abgetrennt, der übrige Teil der Inversfolge jedoch als einheitliche „vom liegenden Wettersteindolomit bis in den Hallstätter Kalk, ja bis in den Mürztaler Mergel“ reichende stratigraphische Abfolge der basalen Einheit (= Mürzalpendecke) gedeutet (CORNELIUS 1939:111). Dieser Vorstellung hat sich zunächst TOLLMANN (1964:163, Taf. 16), bei dem das Zwischenelement unter der Bezeichnung „Naßköhr-Zwischenschuppe“ aufscheint, vollinhaltlich angeschlossen.

Drei Jahre später entdeckte er aber erstmals in der Zwischenschuppe beim Studium frischer Aufschlüsse einer am linken Mürzschluchtgehänge neu angelegten Forststraße eine verkehrte Lagerung, was ihn dazu veranlaßte, diese Zwischeneinheit nun nicht mehr als Schuppe im Sinne von HERITSCH und CORNELIUS aufzufassen, sondern als den Verkehrtschenkel einer breiten liegenden Falte („verkehrter Naßköhr-Faltenschenkel“) zu deuten, der „unter der Last der vorrückenden Schneebergdecke aus dem Dach der Mürzalpendecke entnommen und mitgeschleppt worden“ wäre (TOLLMANN 1976 a:234, 1976 b: Abb. 7). Wenig später wurde von uns der Nachweis erbracht (LEIN 1972:66–67), daß das gesamte Mürzschluchtprofil – und nicht nur Teile davon – eine inverse Lagerung aufweist und keine liegende Falte darstellt.

Erst auf Grund dieser Entdeckung konnte nun, an Stelle der schmalen, auf die hangendsten Teile des karnischen Hornsteinbankkalkes beschränkten „Zwischenschuppe“, ein riesiges, die gesamte Schichtfolge des Proleszuges umfassendes Inverselement erfaßt werden, welches auf Grund seiner geänderten Deutung und seiner völlig andersgearteten Umgrenzung von uns mit dem neuen Terminus „Prolesschuppe“ belegt wurde. Von TOLLMANN wurde schließlich der neue Umfang dieser Einheit bestätigt, der alte Name „Naßköhrschuppe“ jedoch beibehalten.

Wie schon bei der Besprechung des Hohen Student erwähnt wurde, interpretierte CORNELIUS (1952:67) die Gesteine der Zwischenschuppe „als Hangendschichten des basalen Gebirges, welche beim Überschiebungsvorgang von den Werfern der Lachalpendecke eingewickelt und über Strecken unbekannter Länge verschleppt worden sind“. Ähnlich liest es sich auch bei TOLLMANN, der auf Grund der noch erhaltenen Deckschollengruppe der Schneebergdecke mehrfach darauf hingewiesen hat, „daß diese hochjuvavische Einheit . . . die Mürzalpendecke wie einen Schlitten überfahren . . . und hiebei fast selbstverständlich die plastische Obertriashaut der Unterlage abgezogen und vor sich hergerollt“ habe (TOLLMANN 1967 b:380).

So betrachtet müßte die Naßköhrschuppe eine der Mürzalpendecke analoge Schichtfolge aufweisen, was bei Berücksichtigung der uns neu vorliegenden Daten *n i c h t* der Fall ist.

Im Gegensatz zu der von uns zunächst geäußerten Vermutung, daß die karnischen Hornsteinbankkalk sowie die rhätoliassischen Fleckenmergel in beiden Einheiten ähnlich ausgebildet seien (LEIN 1972:82–83), kann eine lithologische Entsprechung zwischen der Prolesinversserie und der sie gegen Süden hin unterlagernden autochthonen Beckenentwicklung der Mürzalpendecke nicht festgestellt werden.

Gerade die karnischen Hornsteinbankkalke dieser beiden Einheiten zeigen in ihrem mikrofaziellen und faunistischen Aufbau beträchtliche Abweichungen. Noch größere Unterschiede bestehen zwischen den im Buchalpengeraben aufgeschlossenen norischen Hornsteinbankkalken (Aflenzer Kalk) der basalen Mürzalpendecke und den der Prolesinversserie angehörenden gleichaltrigen Hallstätter Graukalken der Mürzschlucht.

Weiters fällt auf, daß in der autochthonen Beckenentwicklung Lumachellenhorizonte mit *Halobia styriaca* (MOJS.) und *Monotis salinaria* BRONN fehlen, diese jedoch in der Prolesinversserie als Leitbänke über weite Distanzen durchgehend entwickelt sind.

Noch krasser wird der fazielle Gegensatz, wenn man die Gesteine der Prolesinversserie mit der ebenfalls unmittelbar benachbarten Seichtwasserentwicklung der Mürzalpendecke vergleicht, oder die im Westabschnitt der Prolesinversserie entwickelte Hallstätter Buntfazies berücksichtigt.

Zusammenfassend kann somit festgestellt werden, daß die inverse Serie des Prolesinverszuges nicht nur tektonisch, sondern auch faziell klar von der unterlagernden Mürzalpendecke abgegrenzt werden kann. Eine Ableitung der Prolesinversserie aus dem Dach der Mürzalpendecke, wie sie von CORNELIUS und TOLLMANN (zuletzt 1976 b:378–380) stets vehement vertreten wurde, ist demnach hinfällig. Das Auftreten der Hallstätter Buntfazies und der Prolesinversserie sowie deren tektonisch analoge Stellung zu der von uns als Element der Hallstätter Zone erkannten ehemaligen „Student-Zwischenschuppe“ stellen dagegen überzeugende Argumente für eine Herleitung der Prolesinversserie aus dem Hallstätter Südkanal dar.

Aber es ist nicht nur der fazielle Gegensatz, der eine Herleitung der Prolesinversserie aus dem Dach der Mürzalpendecke fragwürdig erscheinen läßt, sondern auch der für die Abscherung und Weiterverfrachtung herangezogene Mechanismus.

Für TOLLMANN stellen die über der Mürzalpendecke verstreut angeordneten (und von ihm mit der Schneebergdecke parallelisierten) Deckschollen Erosionsrelikte eines einst zusammenhängenden mächtigen Deckenkörpers dar, der „in ganzer Breite die Mürzalpendecke wie ein Schlitten überfahren“ habe. Sollte die Theorie von einem in dieser Form einge s c h o b e n e n Deckenkörper stimmen, der mittels seiner Schubwirkung die hangendsten Teile aus dem Schichtverband der Mürzalpendecke abgesichert und als „Naßköhrschuppe“ weiterverfrachtet hätte, dann müßte die heutige Relativanordnung der Deckschollen zueinander weitgehend ihrer ursprünglichen Position im einstmaligen zusammenhängenden Deckenkörper entsprechen. Gerade das ist aber nicht der Fall!

Versucht man die Schichtfolge der drei größten Deckschollen, der Lachalpen-, Rauhenstein- und Roßkogel-Deckscholle für eine Rekonstruktion ihrer einstigen paläogeographischen Position faziell zu interpretieren, so fällt auf, daß wir jeweils auf der S-Seite der Roßkogel- und Rauhenstein-Deckscholle Einschaltungen oberanischer bis unterladinischer Hallstätter Buntkalke antreffen, hingegen in der Lachalpendeckscholle eine durchgehende Plattformentwicklung der Mitteltrias vorfinden, welche gut mit Schichtfolgen aus dem Schneeberg-Rax-Massiv vergleichbar ist.

Dieser Umstand hat uns (HOHENEGGER & LEIN 1977: Abb. 3) bereits früher dazu veranlaßt, den Ablagerungsraum der Lachalpen-Deckscholle in nördlicherer Position zu vermuten, dagegen den der Rauhenstein- und Roßkogel-Deckscholle – entgegen ihrer heutigen Lagebeziehung zur Lachalpen-Deckscholle – südlich von dieser zu suchen.

Unter Zugrundelegung einer derartigen paläogeographischen Anordnung kann für die Entstehung der Prolesinversserie nicht der Transversalschub eines geschlossenen Deckenkörpers verantwortlich gemacht werden, denn die genannten Deckschollen stellen auf Grund ihrer heutigen Anordnung keine Erosionsrelikte eines einstmals zusammenhängend eingeschobenen Deckenkörpers dar, sondern sind, wie die Prolesinversserie selbst, als Gleitschollen aufzufassen.

Für die Prolesinversserie, die, wie bereits ausgeführt wurde, nicht als Dachschuppe vom Rücken der Mürzalpendecke abgeleitet werden kann, sondern die durch Gleittransport aus einem südlich der Mürzalpen- und Schneebergdecke gelegenen Raum in ihre heutige Umgebung gebracht wurde, führen wir den Begriff Prolesdecke ein. Unter dieser Bezeichnung verstehen wir alle aus einem Hallstätter Südkanal (oder dessen nördlicher Randzone) stammenden Deckschollen, von welchen hier die wichtigsten aufgezählt seien: Bosruck-Deckscholle, Bergstein-D., Dürradmer-D., Rasinger-D., Halltal-D., Brunntal-D., Hiasbauernalm-D., Schwaboden-D., Proles-Naßköhr-D., Roßkogel-D., Rauhenstein-D., Naßwalder-D., Losenheimer-D., Lanzinger-D., Balberstein-D., Mühlthal-D., Hernstein-D.

Die Prolesdecke beinhaltet gleichermaßen Gesteine der Salzberg- wie der Zlambachfazies und entspricht in ihrer tektonischen Position vollkommen der im Westen entwickelten Sandlingdecke (bzw. Mitterndorfer Decke).

## 2.5 Stratigraphie und Fazies der Prolesdecke

Die in Hallstätter Buntkalkfazies entwickelten Deckschollen der südjuvavischen Prolesdecke belegen in überzeugender Weise, daß die Salzbergfazies keinesfalls auf den Mittelabschnitt der Kalkhochalpen beschränkt werden kann, wie das noch TOLLMANN (1976 b:516) vermutet hat, sondern sich bis zum Alpenostrand fortsetzt. An Hand der aus diesen Deckschollen überlieferten Teilschichtfolgen kann in diesem Raum ein ab dem Oberanis angelegt gewesener Hallstätter Südkanal nachgewiesen werden, der über alle für die Hallstätter Buntkalkentwicklung charakteristischen Lithofaziestypen verfügt, angefangen vom Grauvioletten Bankkalk, bis hin zum Massigen Hellkalk und Hangendrotkalk.

Allgemein wird die in der Hallstätter Zone herrschende Mangelsedimentation und Spaltenbildung auf die phasenhafte Aktivität des Haselgebirgs-Diapirismus zurückgeführt. Daß aber dieser Diapirismus so stark war, um bereits in der oberen Trias seine sedimentäre Überdeckung zu durchstoßen, ist neu und verdient besondere Beachtung. Breccienlagen von Haselgebirge und deren mitgeschleppter Überlagerung, eingebettet in Hangendrotkalk, belegen jedenfalls überzeugend ein zu dieser Zeit erfolgtes Ausquellen des Haselgebirgs-Diapires am Beckenboden und seine unmittelbar erfolgte Aufarbeitung und Wiedereinbettung.

Auch die aus Rotem Bankkalk gebildeten Spaltenfüllungen in der Steinalm-Wettersteinkalk-Scholle am W-Fuß des Hohen Student sind Ausdruck eines starken Diapirismus, auch wenn vorerst ungeklärt bleibt, ob diese Erscheinung auf eine tiefgreifende Spaltenbildung zurückzuführen ist, die die vermutlich zwischengeschaltet gewesenen mitteltriassischen Hallstätter Kalke komplett durchschlagen hat, oder als eine durch Haselgebirgsauftrieb ausgelöste (ladinische-karnische) Schichtlücke zu deuten wäre.

Neben der Hallstätter Buntfazies, die in den meisten Deckschollen der Prolesdecke entwickelt ist, treffen wir in dieser Einheit auch die Hallstätter Graufazies (= Zlambachfazies) an (u. a. in der Mühlthal- und Hernsteiner Deckscholle), wobei die Proles-Naßköhr-Deckscholle mit ihrer erhaltenen Verzahnung ein wichtiges Bindeglied zwi-

schen diesen beiden Faziesbereichen darstellt und diese als zusammengehörig ausweist.

Die heute vorliegende und in keiner Weise der ursprünglichen Anordnung in ihrem Ablagerungsraum entsprechende chaotische Gruppierung der der Prolesdecke angehörenden Deckschollen läßt als Transportmechanismus eher an eine Schweregleitung bereits isolierter Schollen denken als an eine durch Transversalschub fortbewegte zusammenhängende Masse.

Die Überschiebung bzw. Eingleitung ist mit Sicherheit in vorgosauischer Zeit – möglicherweise bereits im Oberjura – erfolgt.

Möglicherweise in kausalem Bezug zu der tektonischen Platznahme stehen die einen Teil der Deckschollen unter- bzw. überlagernden Breccien. Auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse ist leider gerade dort, wo der Breccienkörper die Deckschollen unterlagert, die Art des Kontaktes zur Überlagerung – ob tektonisch oder sedimentär – nicht gesichert. Auch fehlt für die Breccie eine fossilmäßig belegte Alters-einstufung.

### 3. Zur Abwicklung des Hallstätter Südkanals im Ostabschnitt der Kalkhochalpen

In unserer abgewinkelten paläogeographischen Skizze der Ablagerungsräume obertriadischer Hallstätter Kalke im Bereich des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (LEIN 1976: Abb. 6) sind bereits unsere Vorstellungen bezüglich einer Parallelisierung der Hauptfazieszonen nach Osten angedeutet: Zum einen wird an eine Fortsetzung des eigentlichen Hallstätter Troges („Hallstätter Südkanal“) gedacht, zum anderen wird der im Westen entwickelte und in der Obertrias Konvergenzen zur Hallstätter Fazies aufweisende tirolische Intra-Plattform-Bereich (dem u. a. der Mandlingzug angehört) mit der Mürtalpendecke parallelisiert und zwischen diesen beiden Beckenbereichen eine heute größtenteils nicht mehr erhaltene Seichtwasserplattform angenommen.

Die Tatsache, daß entgegen der Vorstellung von TOLLMANN (1964:161) im Ostabschnitt der Kalkhochalpen in Form der Prolesdecke sehr wohl eine tektonisch selbständige Hallstätter Decke existiert und sich auch die Salzbergfazies in diese Region weiter fortsetzt, ist in den vergangenen Kapiteln hinreichend erhärtet worden. Dagegen muß die Frage nach der paläogeographischen Stellung des Aflenzer Troges noch ausführlich erörtert werden.

Der *Aflenzer Trog* stellt nach unserer Meinung ein eingeschränktes Intra-Plattform-Becken dar, das sich sowohl lithologisch als auch faunistisch wesentlich von der am nördlichen Randbereich des südjuvavischen Hallstätter Troges angesiedelten Hallstätter Graufazies unterscheidet. Für eine Gleichsetzung des Aflenzer Beckens mit dem südjuvavischen Hallstätter Trog, wie sie von TOLLMANN favorisiert wird, liegen dagegen keine überzeugenden Anhaltspunkte vor. Mit unserem Nachweis eines gegen Osten hin anhaltenden Durchstreichens des südlichen Hallstätter Troges entfällt aber der letzte Anhaltspunkt für eine derartige Parallelisierung.

Ungeklärt ist allerdings, ob zwischen dem Aflenzer Trog und der Mürtaler Beckenentwicklung eine primäre Verbindung bestanden hat, oder ob diese beiden Faziesräume – gemäß der Vorstellung von TOLLMANN (1976 a:511, Abb. 253, 1976 b: Abb. 4) – durch eine vom Gesäuse über die Veitsch bis hin zum Schneeberg durchgehend entwickelte „Riffplatte“ getrennt wurden.

Aus dem Gesäuse und dem Hochschwab sind zwar mächtige obertriassische Riffe bekannt und auf der Bürgeralm ist deren Verzahnung in ein südlich daran anschließendes Becken in Aflenzer Fazies klar ersichtlich, dagegen vom Schneeberg und von der



Veitsch nur eine lückenhaft erhaltene lagunäre Rückriffentwicklung nachgewiesen. Diese Tatsachen sprechen nicht unbedingt für eine paläogeographische Gleichsetzung der genannten Lokalitäten. Aber selbst wenn man bereit ist, eine solche als gegeben anzunehmen, besteht noch immer die Möglichkeit einer kanalförmigen Passage zwischen den genannten Seichtwasserkarbonat-Komplexen. Unseren jüngsten Untersuchungen zufolge hat sich der bisher gegen eine primäre Verbindung von Aflenzer und Mürztaler Becken ins Treffen geführte vermeintliche fazielle Gegensatz der Leitschichtglieder dieser beiden Tröge als gegenstandslos erwiesen.

Für eine solche Verbindung der beiden Beckenbereiche steht nicht nur das Gebiet der Gollrader Bucht zur Verfügung, sondern auch das gesamte sich östlich daran anschließende Areal, da man bei einer Rekonstruktion der einstigen Ablagerungsräume die sich heute in diesem Raum südlich der Dobreinlinie erhebende Hohe Veitsch um ein beträchtliches Stück nach Süden zurücknehmen muß.

In der Mürzalpendecke stellt die Hohe Veitsch hinsichtlich ihrer faziellen Entwicklung einen Fremdkörper dar. Dieser Umstand dürfte KOBER (1912: Kt. 1) u. a. dazu bewogen haben, diesen Bergstock als Deckscholle seiner hochalpinen Decke zu betrachten, während spätere Bearbeiter, wie CORNELIUS und TOLLMANN, die Hohe Veitsch stets als integrierten Bestandteil der Mürzalpendecke ansahen. Ob die Hohe Veitsch tatsächlich (wie es die fazielle Ausbildung ihres Südfalles vermuten läßt) ein hochalpines Element darstellt, dessen einstige Deckenstirn durch eine spätalpidische Rückschuppung entlang der Dobreinlinie kaschiert sein könnte, läßt sich an Hand der vorliegenden Kartierung von CORNELIUS (1936) nicht mit Sicherheit entscheiden, doch besteht kein Zweifel, daß die Hohe Veitsch gegenüber dem Hauptkörper der Mürzalpendecke um viele Kilometer zurückzunehmen ist.

Im Zusammenhang mit dem eben behandelten Problem einer primären Verbindung zwischen dem Aflenzer und Mürztaler Trog steht die Frage nach der Existenz eines im Ostabschnitt der Kalkhochalpen durchgehend entwickelten nordjuvavischen Hallstätter Kanales in Mürztaler Fazies.

Während sich die Mürztaler Fazies aus ihrem namensgebenden Hauptverbreitungsgebiet unter der Schneebergdecke hindurch in das Gebiet südlich der Hohen Wand fortsetzt, liegen für ihr Weiterstreichen nach Westen in einem nördlich der Hochschwabfazies gelegenen Hallstätter Kanal (wie er von TOLLMANN 1976 b: Abb. 14 gefordert wird) keine Anhaltspunkte mehr vor, seitdem die als Belege für eine derartige Verbindung gedeuteten Hallstätter Schollen vor der Stirn der Mürzalpendecke nicht von dieser abgeleitet werden können, sondern sich als aus dem Hallstätter Südkanal stammende fernverfrachtete Deckschollen erwiesen haben.

Die Rekonstruktion der einstigen paläogeographischen Position der Schneebergdecke stellt ein noch nicht befriedigend gelöstes Problem dar. Während nach TOLLMANN (1964:163, 1976 a:500) die Schneebergdecke die nur wenig nach Norden gerückte Fortsetzung des Hochschwab-Veitsch-Zuges darstellen soll und demnach als Relikt eines nördlich des Aflenzer Troges situierten Seichtwasserareals zu deuten wäre, erblicken wir in der Schneebergdecke einen südlich der Aflenzer-Mürztaler-Intraplattformbeckenzone gelegenen Seichtwasserbereich, der das daran anschließende südjuvavische Hallstätter Becken nach Norden hin abgrenzt.

Unberührt von diesem noch strittigen Punkt kann allerdings kein Zweifel bestehen, daß im Bereich der Mürztaler Alpen die meisten der von TOLLMANN (1976 b: Taf. 5) zur Schneebergdecke gestellten Deckschollen dem namensgebenden Hauptkörper dieser Einheit weder in fazieller noch tektonischer Hinsicht entsprechen. Die Deckschollen gehören nämlich drei räumlich getrennten Faziesbereichen an:

- Der Salzbergfazies und deren nördlichem Rahmen, soweit dieser noch Einschaltungen von Hallstätter Gesteinen zeigt.  
Die aus diesem Bereich stammenden Deckschollen sind Teile der *Prolesdekke*. Sie weisen die größten Überschiebungsweiten auf; ihre heutige Position zueinander entspricht nicht mehr ihrer einstigen Anordnung im Ablagerungsraum.

- Der Hochschwabfazies.

Für diese Zone sind Seichtwasserkarbonate in Wetterstein-Tisovec-Kalk-Entwicklung charakteristisch. Die Obertrias ist infolge geringer Subsidenz und einer im Karn erfolgten Emersion geringmächtig und demzufolge nur mehr in spärlichen Resten erhalten.

Diesem Bereich gehört der aus Schneeberg und Rax bestehende Hauptkörper der *Schneebergdecke* an, sowie u. a. die Lachalpen-Deckscholle, die Litzkogel-Deckscholle und die aus Steinalm-Wettersteinkalk bestehenden Deckschollen im Bereich der Hohen Wand (LEIN 1975:A 56).

- Den Intra-Plattform-Becken in Aflenzler bzw. Mürtzaler Fazies und deren Riffsaum. Bei den aus dieser Zone stammenden Deckschollen handelt es sich um gut verformbare Obertriagesteine, die von ihrem starren (aus Wettersteindolomit gebildeten) Sockel abgeschert und schuppenförmig übereinandergestapelt wurden. Die Überschiebungsweiten dieser Einheit, die wir als *Aschbacher Schuppensystem* bezeichnen möchten, sind gering.

Bisher wurden unter der Bezeichnung Schneebergdecke allzu heterogene Elemente zusammengefaßt, die man künftighin nomenklatorisch besser auseinanderhalten sollte.

Unter Berücksichtigung unseres obigen Abwicklungsvorschlages scheint die Schneebergdecke – entsprechend den einstigen Vorstellungen von KOBER – ein echtes tektonisches Analogon zur Dachsteindecke darzustellen, auch wenn die fazielle Entwicklung dieser beiden Einheiten durch den im Ostabschnitt der Kalkhochalpen wirksamen karpatischen Einfluß (auf den zum ersten Mal TOLLMANN 1972 verwiesen hat) erheblich voneinander abweicht.

### Dank

Die Geländearbeiten zu der vorliegenden Untersuchung wurden in dankenswerter Weise vom Österreichischen Forschungsrat (Programm S 15/14: Frühalpiner Geschichte der Ostalpen) ermöglicht. Für die Überprüfung bzw. Korrektur der Conodontenbestimmungen danke ich dem Kollegen Doz. Dr. L. KRYSZYN, für die Bestimmung der in Schliffen und aus Lösproben vorgelegenen Foraminiferen den Kollegen Doz. Dr. J. HOHENEGGER und Dr. W. PILLER (alle am Institut für Paläontologie der Universität Wien). Die Bestimmung der Ammoniten hat Dr. F. TATZREITER (Geologische Bundesanstalt Wien), jene der Lamellibranchiaten Dr. B. GRUBER (Oberösterreichisches Landesmuseum Linz) besorgt. Allen diesen genannten Kollegen sei auch herzlich für ihre mannigfachen Diskussionsbeiträge gedankt, ebenso auch Kollegen Dipl. Geol. W. Ch. DULLO (Institut für Paläontologie der Univ. Erlangen) für seine Begleitung im Gelände.

## 3. Literatur

- AMPFERER, O. & SPENGLER, E., 1931: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Schneeberg und St. Aegydt am Neuwalde. – Wien (Geol. B.-A.).
- BITTNER, A., 1888: Über ein Vorkommen von Brachiopoden des salzburgischen Hochgebirgskorallenkalkes in der Tonionalpe südöstlich von Gusswerk-Mariazell und über einen Fundort Hallstätter Petrefacten an den Neun Kögerln gegenüber der Tonion. – Verh. Geol. R.-A., 1888, Nr. 8, 174–176, Wien.
- , PAUL, C. M. & KITTL, E., 1907: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Gaming und Mariazell. – Wien (Geol. R.-A.).
- CORNELIUS, H. P., 1936 a: Geologische Spezialkarte 1:75.000, Blatt Mürtzschlag. – Wien (Geol. B.-A.).
- 1936 b: Aufnahmebericht über Blatt Mürtzschlag (4955), Kalkalpiner Anteil. – Verh. Geol. B.-A., 1936, H.1–2, 41–42, Wien.
- 1937: Über den Oberjurakalk mit klastischen Beimengungen vom Hohen Student (Mürtzaler Kalkalpen, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 1937, H. 9/10, 212–215, Wien.
- 1939: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürtzaler Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 89, H. 1–2, 27–175, 18 Abb., Taf. 1–4, Wien.
- 1952: Geologie des Mürtzalpengebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürtzschlag 1:75.000). – Jb. Geol. B.-A., S.-B. 4, 94 S., Wien.
- GEYER, G., 1908: Erläuterungen zur Geologischen Karte Gaming und Mariazell. – 34 S., Wien (Geol. B.-A.).
- GRUBER, B., 1977: Die Gattung *Halobia* BRONN, 1930 und *Perihalobia* GRUBER, 1976 (Posidoniidae, Bivalvia) in der mediterranen Tethys und Nordamerika. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 203 S., 25 Taf., Wien.
- HAUSER, L., 1941: Das Becken von Mariazell und seine Umgebung. – N. Jb. Miner. etc., Abt. B, Beil.-Bd. 86, 35–98, Taf. 9–10, 8 Abb., Stuttgart.
- HERITSCH, F., 1921: Geologie von Steiermark. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 57, 1–224, 1 Kt., 60 Abb., Graz.
- HOHENEGGER, J. & LEIN, R., 1977: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, 203–261, 7 Abb., Taf. 14–18, Wien.
- KITTL, E., 1912: Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. – Res. wiss. Erforsch. Balatonsee, 1. Bd., 1. Tl., Anhang: Paläont., II. Bd., V. Tl., 1–58, Taf. 1–3, Wien.
- KRISTAN, E., 1956: Neues vom Puchberger Becken, Ödenhof-Fenster und Semmering-Mesozoikum. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 4, 43–46, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A., 1962: Die Mürtzalpendecke – eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 171, H. 1/2, 7–39, 1 Kt., Wien.
- KRYSTYN, L., 1974: Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. – Schr.-R. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, 137–144, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- 1980: Triassic Conodont Localities of the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps). In: SCHÖNLAUB, H. P. (ed.): Second European Conodont Symposium (ECOS II), Abh. Geol. B.-A., 38, 61–107 16 Abb., Taf. 11–14, Wien.

- , SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W., 1971: Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 137/2, 284–304, 9 Abb., 1 Tab., Wien.
- & SCHÖLLNERBERGER, W., 1972: Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. – Exkurs-Führer Tagung Paläont. Ges. 1972, 61–106, 7 Abb., 1 Tab., Graz (Paläont. Ges.).
- LEIN, R., 1972: Stratigraphie und Fazies der Obertrias der Müritzaler Kalkalpen. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 144 S., 25 Abb., 13 Beil., Wien.
- 1975: Kartierungsbericht Blatt 75, Puchberg am Schneeberg. – Verh. Geol. B.-A., 1975, H. 1, A 54–A 56, Wien.
- 1976: Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 184, 197–235, 6 Abb., Wien.
- 1981: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im hochalpinen Anteil des Blattes 72, Mariazell. – Verh. Geol. B.-A., 1980, H. 1 (im Druck).
- & SIBLIK, M., 1978: A brachiopod fauna from the Spielkogel (Muerztaler Alpen, Styria): New data concerning the stratigraphic emplacement of *Tetractinella* (?) *dyactis* (BITTNER). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 25, 205–221, 6 Abb., Taf. 31, Wien.
- & ZAPFE, H., 1971: Ein karnischer „Dachsteinkalk“ mit Pachyodonten in den Müritzaler Alpen, Steiermark. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 108, 133–139, 2 Abb., Wien.
- LEUCHS, K., 1947: Anisich-ladinische Grenze und ladinische Hallstätter Fazies in den Nordalpen. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 156, 445–459, Wien.
- MANDL, G., 1980: Zur Geologie der Ischl-Ausseer Hallstätter Zone W' des Raschberges, und ihres Nordrahmens N' von Raschberg und Sandling (Salzkammergut, Österreich). – Unveröff. Vorarb. Geol. Inst. Univ. Wien, 65 S., 37 Abb., 8 Taf., Wien.
- MEDWENITSCH, W., 1963: Halleiner Salzberg (Dürrnberg). – Verh. Geol. B.-A., S.-H. F, 67–81, Abb. 14–15, Taf. 4, Tab. 9, Wien.
- PLÖCHINGER, B., 1976: Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 151, H. 3, 304–324, 7 Abb., Stuttgart.
- SCHÄFFER, G., 1976: Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 96, Bad Ischl. – In: GATTINGER, T. et al.: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1976, 6–26, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHLAGER, W., 1969: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – Geol. Rundsch., 59, 289–308, 8 Abb., Stuttgart.
- SCHÖLLNERBERGER, W., 1973: Zur Verzahnung von Dachsteinkalkfazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 22, 95–153, 9 Abb., Taf. 6–9, Wien.
- SPENGLER, E., 1924: Geologischer Führer durch die Alpen und das Salzkammergut. – Samml. geol. Führer, 26, 150 S., 17 Abb., 10 Taf., Berlin (Borntraeger).
- 1925: Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. II. – Jb. Geol. B.-A., 75, 273–300, 2 Abb., Wien.
- 1931: Die Puchberg-Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau



- der östlichen Nordalpen. – Jb. Geol. B.-A., 81, 487–530, Taf. 18–19, Wien.
- 1959: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., 102, 193–312, Taf. 4, 5 Abb., Wien.
- 1963: Les zones du trias des Alpes Calcaires Septentrionales et leurs rapports avec la structure des nappes. – Livre mem. P. Fallot, 2, 465–475, 1 Abb., Paris.
- & STINY, J., 1926: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Wien (Geol. B.-A.).
- STUR, D., 1871: Geologie der Steiermark. – 654 S., div. Abb. u. Taf., 2 Taf., Graz (Geognost. montanist. Ver.).
- TATZREITER, F., 1980: Neue trachyostrake Ammonoideen aus dem Nor (Alaun 2) der Tethys. – Verh. Geol. B.-A., 1980, H. 2, 123–159, 11 Abb., 4 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A., 1964: Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). – Geol. Rundsch., 53, 153–170, Taf. 16, Stuttgart.
- 1966: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekton. Forsch., 21, 1–156, 20 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- 1967 a: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59 (1966), H. 2, 231–253, Taf. 1–2, Wien.
- 1967 b: Stirnschuppen und Dachschuppen, wenig bekannte tektonische Strukturformen – erläutert an Beispielen aus den östlichen Kalkalpen, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, H. 12, 705–730, 9 Abb., Stuttgart.
- 1973: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 1, XXIII + 404 S., 170 Abb., Wien (Deuticke).
- 1976 a: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2, XVI + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke).
- 1976 b: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 3, IX + 449 S., 7 Taf., 130 Abb., Wien.
- 1980: Neueregebnisse über die deckentektonische Struktur der Kalkhochalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72 (1978/1979), 397–402, 1 Abb., Wien.
- TRAUTH, F. 1937: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 29 (1936), 473–573, 1 Kt., Wien.

# TAFEL 1

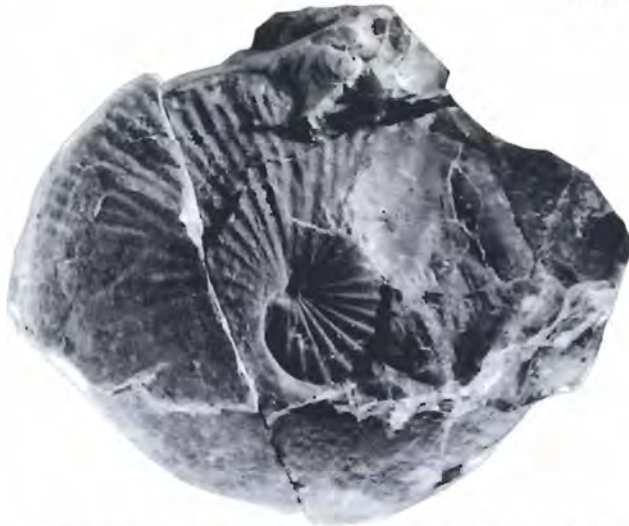


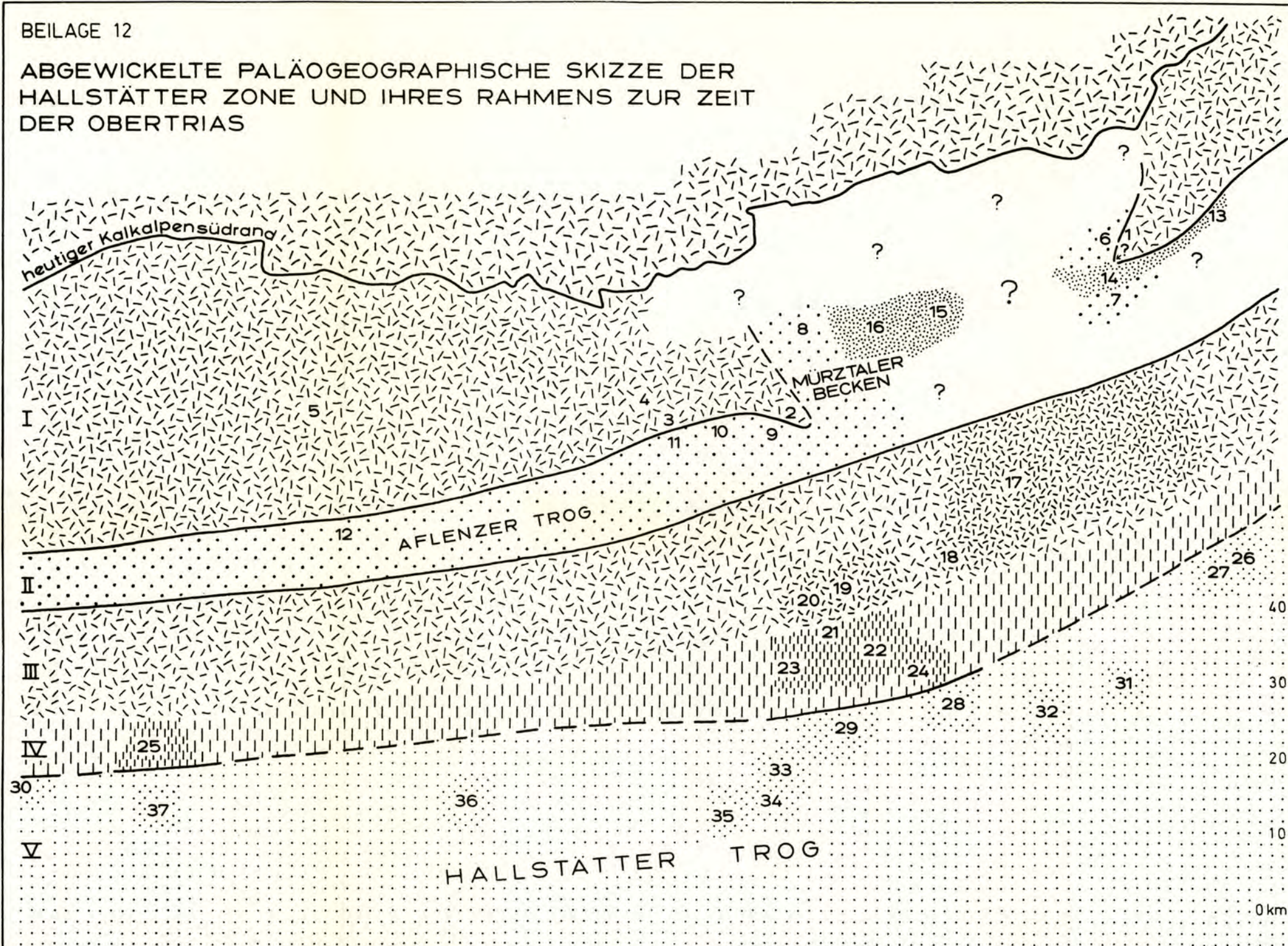
Fig. 1: *Halorites mitis* MOJS. aus dem Hallstätter Hangendrotkalk der W-Flanke des Hohen Student; 0,9 x.



Fig. 2: Hangendrotkalk mit Breccienlagen von der W-Flanke des Hohen Student. Folgende Komponenten sind zu beobachten: 1) Sandsteine und Schiefer der Werfener Schichten, 2) Gutensteiner Kalk (Anis), 3) Roter Bankkalk (Oberkarn), 4) Plastikklaste aus früh verfestigtem Hangendrotkalk-Sediment.



ABGEWICKELTE PALÄOGEOGRAPHISCHE SKIZZE DER HALLSTÄTTER ZONE UND IHRES RAHMENS ZUR ZEIT DER OBERTRIAS



LEGENDE

I) Nördliche Seichtwasserplattform in Dachsteinkalk-Entwicklung:  
1) Hohe Wand, 2) Tönion, 3) Mitter Alpe, 4) Hochschwab, 5) Gr. Buchstein,

II) Intra-Plattform-Becken in  
a) Aflenzer Entwicklung:  
6) Kienberg, 7) Gösing, 8) Buchalpengeraben, 9) Aschbachtal, 10) Aflenz, 11) Hochleiten, 12) Hochhäusl,

b) „Hallstätter Entwicklung“ ab dem Nor:  
13) Engelberg, 14) Hochberg (Ödenhof-Fenster), 15) Scheibwald Mauer, 16) Waxeneck,

III) Südliche Seichtwasserplattform (Schneebergdecke):  
17) Schneeberg, 18) Rax, 19) Lachalpe, 20) Litzkogel.

IV) Plattformrand mit Einschaltungen mitteltriassischer Hallstätter Kalk-  
ke:  
21) Hohe Veitsch, 22) Roßkogel, 23) Hoher Student, 24) Schne-  
alm, 25) Bosruck,

V) Hallstätter Trog (Prolesdecke) in  
a) Hallstätter Graukalk-Entwicklung:  
26) Hernstein, 27) Mühlthal, 28) Naßwald, 29) Mürzschlucht, 30) Grim-  
ming S-Flanke,

b) Hallstätter Buntkalk-Entwicklung:  
31) Lanzing, 32) Losenheim, 33) Neunkögerln, 34) Basis des Ho-  
hen Student, 35) Rasing, 36) Bergstein, 37) Wurzener Kampl.



Der geologische Aufbau Österreichs. — Hrsg. Geologische Bundesanstalt (Wien), wiss. Red. R. OBERHAUSER. XIX + 701 S., 164 Abb., 2 Farbkarten; Wien—New York (Springer Verlag) 1980. ÖS 1.980,—, DM 275,—.

Nun ist das seit vielen Jahren angekündigte Buch „Der geologische Aufbau Österreichs“ rechtzeitig vor dem Pariser Geologenkongreß erschienen. R. OBERHAUSER, der die wissenschaftliche Redaktion übernommen hatte, ist die schwierige Aufgabe zugekommen, trotz der Vielzahl von 33 Autoren, von denen fast alle der Geologischen Bundesanstalt in Wien angehören, ein ausgewogenes Werk zu präsentieren. Dies ist weitgehend gelungen.

Schlägt man das Buch auf, so sticht als erstes eine doppelseitige Karte von Österreich ins Auge, die im Vielfarbindruck das Auffinden von Karten und Profilen im Text erleichtern soll. Leicht verständlich ist diese Karte nicht — inzwischen empfinde ich sie aber als große Hilfe.

Am hinteren Buchdeckel findet sich im gleichen Maßstab (1:1.500.000) eine geologische Karte von Österreich, die die bekannte Karte 1:1.000.000 zur Vorlage hat und als sehr gelungen bezeichnet werden darf. Lediglich die farbliche Gleichstellung von Altkristallin und Paläozoikum in Pennin und Ostalpin könnte dem Unkundigen Schwierigkeiten bereiten.

Inhaltlich ist das Buch in sechs Kapitel gegliedert. Das erste Kapitel behandelt die geologische Entwicklung der Ostalpen und ihres Vorlandes und gibt eine sehr gute Übersicht über das Geschehen in voralpidischer, frühalpidischer, altalpidischer und jungalpidischer Zeit in jeweils weiter untergliederten Abschnitten. Das Quartär und die postvariszische Palinspastik werden in zwei weiteren Abschnitten behandelt. Der Teil über die Palinspastik schneidet naturgemäß eine heikle Problematik an. Es ergibt sich hier eine gewisse Überschneidung mit dem bisher Gesagten, so z. B. der altalpidischen Palinspastik, die in Abb. 11 graphisch dargestellt ist. Beide Konzepte werden nicht ganz un widersprochen bleiben.

Das zweite Kapitel gibt unter einem umständlichen Titel einen Überblick über den geologischen Bau Österreichs. Das dritte Kapitel, mit über 400 Seiten mit Abstand das umfangreichste, behandelt schließlich die Geologie Österreichs nach regionalen Gesichtspunkten. Es stellt den Kern des Werkes dar. In 13 Abschnitten, die wieder reichlich untergliedert sind, werden von etwa der Hälfte der Autoren die geologischen Landschaften von der Böhmisches Masse über Molasse und die einzelnen Zonen der Ostalpen (inklusive Südalpen) bis zu den tertiären und quartären Bereichen ausführlich behandelt. Die Abschnitte sind übersichtlich angeordnet und kurze Literaturhinweise ermöglichen das Zurückgreifen auf Originalliteratur. Abbildungen illustrieren in unterschiedlicher Dichte den Text. Bei den Tabellen würde man sich eine Erläuterung zu den verschiedenen Signaturen (Schattierungen) wünschen.

Das vierte Kapitel behandelt die rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. Eine wertvolle Ergänzung, leider ließ der begrenzte Umfang die Aufnahme weiterer geophysikalischer Abschnitte nicht zu.

Das fünfte Kapitel ist der angewandten Geologie gewidmet. Hierunter werden die mineralischen Rohstoffe und Energieträger sowie die Hydrogeologie verstanden. Für eine ausführliche Darstellung der Lagerstätten reicht der Platz natürlich nicht, doch vermittelt dieses Kapitel eine ausgezeichnete Übersicht.

Das sechste Kapitel ist ein Anhang, der die geologische Dokumentation (Verzeichnis der Institutionen, Museen, Sammlungen, Vereinigungen, Periodika, Karten), ein Schriftenverzeichnis mit an die 2500 Zitaten, ein Orts- und Sachverzeichnis sowie eine knapp geratene Übersicht über die stratigraphische Verbreitung einiger wichtiger Fossilien aus Österreich enthält.

Insgesamt kann das vorliegende Werk als gelungen und als wertvolle Bereicherung bezeichnet werden, und das, obwohl in letzter Zeit mehrere Bücher erschienen sind, die die Geologie Österreichs oder der Ostalpen behandeln. Es gibt seit SCHAFFERS „Geologie von Österreich“ derzeit jedoch kein Buch, das so ausführlich den Gesamtraum Österreichs geologisch zusammenfaßt. Die Chance, eine Alternative zu TOLLMANNs „Geologie von Österreich“ zu präsentieren, von der vorerst nur der erste Teil erschienen ist, liegt in der kompakten Form und der ideenreichen Darstellungsweise, in der Tatsache, daß jeweils die „Spezialisten“ zu Wort kommen, und darin, daß eine Meinungsvielfalt zugelassen wird. Sie wurde meines Erachtens nicht voll genutzt.

Das vorliegende Buch wird dennoch wärmstens empfohlen. Es ist für den Fachmann geschrieben, es wird darüber hinaus aber auch den interessierten Nichtgeologen ansprechen. Es faßt den derzeitigen Wissensstand über die Geologie Österreichs in weitgehender Weise zusammen. Der hohe Preis mag dem heutigen Preisniveau entsprechen, wirkt aber dennoch abschreckend.

W. Frisch



BÖGLI, A.: Karsthydrographie und physische Speläologie. — 292 S., 160 Abb., 12 Taf., Berlin—Heidelberg—New York (Springer Verlag) 1978.

Das vorliegende Buch ist binnen kurzer Zeit das zweite des Verlages, das sich mit dem Karstphänomen beschäftigt. Richtete das erste, G. Zötl: Karsthydrologie (1974), das Hauptaugenmerk auf Methodik und technische Bedeutung, so gibt Bögli im vorliegenden eine Beschreibung einerseits der unterirdischen Wässer und Gewässer in ihren Eigenschaften und ihrem Verhalten andererseits der durch diese geschaffenen Hohlräume in ihren Formen und ihrer Ausgestaltung. Dabei wird aber auf die Verbindung dieser beiden Komplexe großer Wert gelegt.

Das Buch wendet sich an Fachleute aber auch an den an der Höhlenforschung interessierten Laien. Um diesem Vorhaben gerecht werden zu können ging der Autor einen Weg, der sehr erfolgreich zum leichteren Verständnis auch der komplizierteren Zusammenhänge beitrug. So werden alle Vorgänge und Phänomene möglichst kurz und ohne übermäßige Details beschrieben, wobei viele einprägsame Skizzen und Diagramme ein schnelleres Verstehen sehr erleichtern.

Dabei fällt auf, daß offensichtlich bewußt auf die übermäßige Verwendung von Fachausdrücken verzichtet wurde um die Lesbarkeit auch für Benutzer von weiter entfernten Wissensbereichen zu erleichtern. Trotzdem würde ein kurzes Glossar der verwendeten Fachausdrücke im Anhang die doch immer wieder auftretende Unsicherheit über die genaue Bedeutung beseitigen helfen.

Das Buch weist neben der prägnanten, reich illustrierten Darstellung der Sachverhalte auch eine sehr straffe, bis ins kleinste durchgehaltene Gliederung auf, die dem Leser, wenn er auch nur auf eine spezielle, eng umrissene Fragestellung Antwort sucht, die rasche Nutzung des Buches sehr erleichtert. Ebenso erleichtert sie das Eindringen in die Materie, zumal die Zusammenhänge zwischen den einzelnen Gegebenheiten und Vorgängen immer erwähnt werden.

Die ersten beiden Kapitel sind als Einleitung und Erklärung der Grundlagen gedacht. So werden zuerst die Entstehung und die Textur der verkarstungsfähigen Gesteine in sehr gedrängter Form dargestellt. Dann werden die chemischen Grundlagen, die zum Karstphänomen führen, in allen Möglichkeiten beleuchtet, so daß der Leser für das Verständnis des Folgenden gut gerüstet ist.

Die folgenden Kapitel beschreiben erst die Formen des Exokarsts, dann die des Endokarsts. Dabei wird auch breiter Raum dem physikalischen Verhalten der Karstwasser in Theorie und dem beobachtbaren Verhalten gewidmet.

Daran schließen dann zwangsläufig die Beschreibungen der karsthydrographischen Zonen und der unterirdischen Karstniveaus an, wobei in letzteren der Zusammenhang mit dem Vorflutniveau hergestellt wird.

Die Kapitel „Karstquellen“ und „Markierungsstoffe“ beschreiben ausführlich an vielen Beispielen die Wasseraustritte und ihre Eigenheiten sowie deren Ursachen und letztlich die Mittel zur Suche nach dem Einzugsgebiet der Quellen.

Sehr interessant ist der Versuch (Kapitel „Inkasion“) gebirgsmechanische Überlegungen zur Erklärung der Bildung und Ausgestaltung der Hohlräume heranzuziehen, wobei hier weniger Beobachtungen als theoretische Überlegungen im Vordergrund stehen.

An diese Kapitel schließen dann die über Speläomorphologie, und Höhlensedimente an, in denen die Formen und die Wiederverfüllung der Hohlräume beschrieben und kurz erläutert werden. Bei der sonst klaren Terminologie ist es bedauerlich, daß bei einer <sup>14</sup>C-Bestimmung von Tropfsteinen mit einem Höchstalter von 12.000 Jahren von postglazialen Alter gesprochen wird.

Im letzten Kapitel wird noch über die Speläogenese referiert, wobei besonderer Wert auf die Chronologie der einzelnen Vorgänge gelegt wird.

Abgeschlossen wird das Buch dann mit Kapiteln über die meteorologischen Verhältnisse in Höhlen, einer Klassifikation nach Genese und Größe der unterirdischen Hohlräume und einem Vorschlag für zweckmäßige Signaturen bei der Darstellung von speläologischen Forschungsergebnissen.

Dirk van Husen

POTTER, P. E., MAYNARD, J. B. & PRYOR, W. A.: Sedimentology of Shale. — Study Guide and Reference Source. — 310 Seiten, 154 Abbildungen, 6 Farbtafeln, New York—Heidelberg—Berlin (Springer-Verlag) 1980, Leinengebunden; DM 59,90.

Obwohl den pelitischen Gesteinen in den letzten Jahren ein steigendes Interesse entgegenge-

bracht und sie auch als die Quellen für Erdöl und Erdgas erkannt wurden, werden sie, verglichen mit anderen Gesteinsgruppen, häufig noch recht stiefmütterlich behandelt. Das vorliegende Werk schließt daher eine Lücke. Es bietet eine kurzgefaßte Anleitung zum Studium dieser Gesteine und darüber hinaus eine rasche Information über den heutigen Stand der Forschung. Der ungemein schnellen Entwicklung auf diesem Gebiet haben die Autoren dadurch Rechnung getragen, daß sie über die zusammenfassende Darstellung hinaus auch bemüht waren, erfolgversprechende Entwicklungstrends aufzuzeigen.

Der Begriff „Shale“ wird als übergeordnete Bezeichnung wie „Sandsteine“ gebraucht. Er umfaßt die Ton- und Siltgesteine, also alle jene Gesteine mit mehr als 50 % Komponenten kleiner 0,061 mm (= Sanduntergrenze). Eine in diesem Buch vorgeschlagene Nomenklatur basiert auf dem Verfestigungsgrad, dem Gehalt an Tonmaterialien, sowie der Dicke der Schichtung bzw. der Lamination. Eine Übertragung der dabei definierten Gesteinsbezeichnungen ins Deutsche erscheint nicht notwendig.

Das Buch ist in drei Abschnitte gegliedert. Der erste Teil bringt eine sehr prägnante Übersicht über die wichtigsten Merkmale dieser Gesteinsgruppe und über die Aspekte ihrer Entstehung. Behandelt werden sedimentäre Strukturen, Mineralogie, Geochemie, die Gesteinsfarbe, Kompaktion sowie die Herkunft des pelitischen Sediments, Suspension, Transport, Ablagerung und Erosion. Vorkommen und Art des Auftretens dieser Gesteine in rezenten und fossilen Environments beschließen diesen ersten Teil. Die tabellarische Zusammenschau der Charakteristika der Pelite in den verschiedenen fossilen Environments ist überaus instruktiv.

Der zweite Teil, verpackt in Form eines Fragenkataloges, bietet die eigentliche Anleitung zum Studium der Gesteinsserien. Mit Hilfe dieser Fragen wird nicht nur die Erstellung eines sinnvollen Untersuchungsablaufes ermöglicht, sondern auch in kurzer Weise in die Gelände- und Labormethodik eingeführt. Wenn auch die eine oder andere Frage, wie z. B. „What To Do Next?“, nicht immer ganz glücklich formuliert erscheint, werden doch in den Erläuterungen zu den einzelnen Fragen gute, erprobte Ratschläge erteilt. Der dritte Abschnitt, welcher etwa die Hälfte des gesamten Werkes einnimmt, ist eine kommentierte und teilweise auch illustrierte, nach Sachgebieten geordnete Literaturauswahl.

In seiner Konzeption weicht dieses Buch von herkömmlichen Werken mit ähnlicher Thematik deutlich ab. Es wird aber seiner Aufgabe als eine rasche Einführung in das Gebiet der Silt- und Tongesteine und als Informationsquelle in ausgezeichneter Weise gerecht.

P. Faupl

SCHWARZBACH, Martin: Alfred Wegener. — Große Naturforscher, 42, 160 S., 26 Abb., Stuttgart (Wissenschaftliche Verlagsgesellschaft) 1980. 21 x 13 cm; gebunden DM 29,—; ISBN 3-8047-0582-0.

Nach umfangreichen Recherchen, z. T. auch in nicht veröffentlichtem Material von Alfred Wegener, hat Prof. Schwarzbach (Köln), dessen Liebe zur Geschichte der Geologie durch einschlägige Schriften dokumentiert ist, im Wegener-Gedenkjahr die genannte kleine, aber inhaltlich reiche, sehr ansprechend verfaßte Würdigung von Wegeners Werk und Lebensweg herausgebracht. Hauptblickpunkte des Bändchens sind der Lebensgang Wegeners, seine Grönlandreise, seine Beziehungen zu Island und sein wissenschaftliches Lebenswerk, sodann die langdauernde Ablehnung seiner Theorie, seine späte Rechtfertigung durch die Plattentektonik und sein heutiger Nachruhm. Gleichsam als Anhang wird neben den Schriften Wegeners auch ein Nachruf über ihn, Literatur zur Plattentektonik, eine Serie erläuternder Anmerkungen, eine Tafel über seine Lebensdaten, ein Namens- und Sachverzeichnis hinzugefügt.

In den einzelnen Abschnitten wird gekonnt das Wesentliche herausgearbeitet. Vorgeschichte, Einwirkung und Auswirkung des Werkes von Wegener werden in und über seine Zeit hinaus klargelegt; die Vielseitigkeit dieses Forschers wird beleuchtet.

Der verschlungene Weg bis zum Durchbruch der Erkenntnisse Wegeners wird packen geschildert: Von seinem ersten und zugleich einzigen deutschsprachigen geologischen Zeitschriftenartikel, mit dem Wegener im Jahre 1912 die Kontinentaldriftvorstellung in der Geologischen Rundschau vorstellte, von seiner Erwartung, in zehn Jahren die Anerkennung zu finden, über die jahrzehntelange Ablehnung seiner als „Phantasiegebilde“, als „Fieberphantasie“, als „Seifenblase“, als „völlig mißglückt“ bezeichnete Theorie durch die meisten führenden Geologen diesseits und jenseits des Atlantik bis zur glorreichen Anerkennung seiner Grundauffassung, seit dem breiten

Einsatz geophysikalischer Methoden in der Erdwissenschaft nach dem zweiten Weltkrieg. Obgleich die vielfältigen Auswirkungen des Wegener'schen Gedankengutes am Rande skizziert werden, bleibt gar nicht Platz für eine eingehende Schilderung des Gesamtausmaßes der Befruchtung so vieler erd-wissenschaftlicher Disziplinen durch die moderne Plattentektonik, also die Fortentwicklung von Wegeners Drifttheorie.

A. Tollmann

CERMAK, V. & RYBACH, L.: *Terrestrial Heat Flow in Europe*. — 328 S., 151 Abb., 1 Kt., (Springer), Berlin—Heidelberg—New York, 1979.

Bekanntermaßen wird der Wärmefluß und in der weiteren Folge das Temperaturfeld in der Erdkruste durch die tektonischen Vorgänge in den tieferen Bereichen der Erdkruste wesentlich be- einflußt.

Die beiden Geophysiker V. Cermak und L. Rybach versuchen auf Grund der vorliegenden Er- gebnisse von Wärmeflußmessungen in Europa regionale Zusammenhänge zwischen dem Tempera- turfeld in der obersten Erdkruste und den geologischen Verhältnissen in den tieferen Bereichen der Erdkruste abzuklären.

Den Ausgang bildet eine Zusammenstellung sämtlicher zugänglicher Ergebnisse von Wärme- messungen in der obersten Erdkruste in Form einer Karte (1:6,000.000) der regionalen Wärme- verteilung in Europa. Besonders wertvoll ist hier vor allem der umfassende Literaturhinweis auf einschlägige Untersuchungen und Arbeiten.

Eingehend wird die Problematik der Wärmemessung in der obersten Erdkruste in Abhängig- keit von dem topographischen Relief der Erdoberfläche, den petrologischen, geohydrologischen und anthropogenen Verhältnissen dargelegt.

Die Arbeiten von R. Meier, E. Hurtig und A. Ludwig, betreffend die tektonischen Verhältniss- e im Zusammenhang mit dem Wärmefluß in Europa werden ausführlich besprochen. In der wei- teren Folge werden dann Wärmeflußuntersuchungen in Hinblick auf eine geothermale Energiege- winnung einer kritischen Untersuchung unterzogen.

Zusammenfassend muß festgestellt werden, daß das vorliegende Buch eine wertvolle Einfüh- rung in die Problematik des Wärmeflusses im Zusammenhang mit den geologischen Verhältnissen der Erdkruste darstellt.

M. Schuch

HINTEREGGER, H.: Fazies und Stratigraphie der Opponitzer Schichten ausgehend vom Lunzer Raum. Unveröff. Diss. Formal- und Naturwiss. Fakultät Univ. Wien 1979 (Begutachter: A. Tollmann, Ch. Exner).

Promoviert am 6. Juli 1979

In den Nördlichen Kalkalpen, östlich der Weyerer Bögen, wurden die Opponitzer Schichten an Hand von 9 Profilen und mehreren Aufschlußpunkten detailliert untersucht. Besonders innerhalb des Lunzer Faziesraumes erbrachte die lithologische Analyse eine Gliederung in drei Karbonat- und zwei Mergelhorizonte. In den östlichen Randbereichen der Lunzer Fazies treten die Mergelhorizonte nur mehr in Spuren oder reduziert als ein terrigen beeinflusster Abschnitt auf. Innerhalb der karbonatischen Abfolgen treten als lithologisches Merkmal besonders im höheren Bereich des unteren Karbonathorizontes Brekzien auf, die örtlich durch Verwitterung einen rauhwackigen Habitus zeigen. In diesem Profilbereich wie in Abschnitten des oberen Karbonathorizontes kann wiederholt ein gewisser Gipsgehalt festgestellt werden. In Verbindung mit den Brekzien treten oft Stromatolithen-führende Kalke oder Dolomite auf. Den Hauptanteil der karbonatischen Gesteine bilden makroskopisch monoton erscheinende, mikritische Kalke, die, wie im oberen Karbonathorizont des Profil Stiegengrabens, Spuren einer Fluorführung enthalten. Der Dolomitanteil an den Gesteinen der zentralen Lunzer Fazies ist gering, etwas höher dagegen in den westlichen und nördlichen Randbereichen. Einen dominierenden Anteil nimmt der Dolomit in der östlichen Reisalpendecke (Profil bei der Araburg) und in der Göllerdecke (Profil Wegscheid) ein.

In den Mergelhorizonten, die als Kalk-Mergel-Wechselfolgen ausgebildet sind, ist meist ein stärkerer Biogenanteil zu verzeichnen, der sich bis zu lumachellenartigen Anhäufungen von Bivalven entwickeln kann. Makrofossilien treten sonst noch an der Basis der Opponitzer Schichten auf. Die oft individuenreiche, aber artenarme Fauna spricht für geänderte Salinitätsverhältnisse. Lithologische Ausbildungen, wie Stromatolithen und Gips, sind als Anzeichen eines erhöhten Salzgehaltes zu werten.

Die mikrofaziellen Untersuchungen erlauben eine Gliederung in drei Hauptfaziesbereiche:

1. Rindenkörner-Fazies
2. Schlamm-Fazies (i. w. S.)
3. Oolith-Fazies.

Die Rindenkörner-Fazies ist durch das Auftreten von Mikrit-berindeten Komponenten gekennzeichnet und gilt als Flachwasserindikator. Die Schlamm-Fazies (i. w. S.) ist in eine Schlamm-Fazies (i. e. S.) und eine daraus hervorgehende Stromatolith-Fazies zu unterteilen. Die Schlamm-Fazies (i. e. S.) ist meist durch relativ komponentenfreie Schlammkalke ausgezeichnet. Die Stromatolith-Fazies enthält die namensgebenden Blau-Grünalgenmatten und bildet mit den häufig rekrustallisierten, mikritischen Sedimentlagen eine Wechselfolge. Durch die in den primär organischen Lagen fallweise auftretenden Schrumpfungsrisse sind diese Sedimente als extreme Seichtwasserbildungen anzusehen. Bekräftigt wird die allgemeine Meinung über den Seichtwassercharakter der Opponitzer Schichten durch die in mehreren Positionen (unterer und oberer Karbonathorizont) auftretende Oolith-Fazies.

Die geringe Mikrofauna ist praktisch auf die Bereiche der Rindenkörner-Fazies beschränkt. Neben der bereits bekannten Fauna der Opponitzer Schichten, die von E. KRISTAN-TOLLMANN & A. HAMEDANI (1973, S. 199) aus dem Stiegengraben beschrieben wurde, konnten nur wenige neue Elemente, wie einige Conodonten und je eine Holothurien- und eine Ostracodenart, dem hinzugefügt werden. Aus stratigraphischer Sicht erlaubt weder die Makro- noch die Mikrofauna eine genaue zeitliche Einstufung bzw. Abgrenzung der Opponitzer Schichten.

Die Schwermineralzusammensetzung kann weitgehend mit der der Lunzer Schichten (M. BEHRENS, 1973, S. 64) verglichen werden. Ergänzend dazu konnten westlich und östlich des zentralen Lunzer Faziesraumes grüne Hornblenden gefunden werden, die auf geringe Transportweiten und auf mesozonale Liefergebiete schließen lassen.

Zur paläogeographischen Stellung der Opponitzer Schichten ist zu bemerken, daß sie im gesamten als Ablagerung eines teilweise isolierten Flachwassermilieus anzusehen sind. Die dadurch bedingte, abweichende, höhere Salinität zeigt sich besonders an der individuenreichen aber artenarmen Fauna. Bekräftigt wird diese Erkenntnis durch das Auftreten von Dolomiten, Stromatoli-



PESCHEL, R.: Geologische Entwicklungsgeschichte des Schneebergerzuges und der Laaserserie im Timmelsjoch-Querschnitt (Oberes Passeiertal, Südtirol, Italien). — Unveröff. Diss. Formal-u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 1979 (Begutachter: W. FRANK, A. TOLLMANN).

Promoviert am 31. März 1980

Zwischen den von mir untersuchten geologischen Einheiten (Ötztalkristallin, Schneebergerzug, Laaserserie und Kristallin von Mauls-Meran) ist eine klare Grenzziehung auf Grund deutlicher lithologischer Unterschiede möglich.

Die Nordgrenze des Schneebergerzuges ist aufgrund der Achsendiskordanz und des Metamorphoseunterschiedes in meinem Untersuchungsgebiet tektonischer Natur. Diese Aussage gilt jedoch nicht für das Westende des Schneebergerzuges, wo aber auch keine permomesozoischen Einklemmungen mehr bekannt sind.

Gegen Süden zur Laaserserie und von dieser zum Kristallin von Mauls-Meran sind sowohl die strukturellen Übergänge als auch die Übergänge in Hinsicht der Metamorphose fließend.

Das folgende Entwicklungsmodell des Schneebergerzuges und seiner angrenzenden Einheiten erscheint mir unter Berücksichtigung aller Fakten am wahrscheinlichsten.

Im Paläozoikum (ev. Silur-Devon) bildeten sich die Sedimente des Schneebergerzuges und der Laaserserie im Altkristallin, wobei die Sedimente des Schneebergerzuges eher Beckensedimente sind, die der Laaserserie Schelfbildungen (ev. Devonkalke).

Die ersten erkennbaren tektonischen und metamorphen Ereignisse fanden für diese beiden Einheiten variszisch statt. Im Westen (Texelgruppe) wurde der Schneebergerzug und die Laaserserie frühvariszisch in den Schlingenbau und die örtliche Metamorphose einbezogen.

Weiter im Osten nahm der Schneebergerzug spätvariszisch in einer der heutigen Position ähnlichen Lage am Ötztalkristallin Platz, und zwar zusammen mit der Laaserserie, die stark verfault wurde. Die variszische Metamorphose erreichte in meinem Gebiet im Ötztalkristallin die Staurolith-Almandin Subfacies der Amphibolitfacies. Für den Schneebergerzug nehme ich eine variszische Metamorphose in einem weiten Temperaturintervall der Grünschieferfacies an, zum Teil etwa in der Epidot-Amphibolitfacies, worauf zum Beispiel Hornblendemischalter hinweisen.

In Teilen der Laaserserie und im Kristallin von Mauls-Meran waren variszisch anscheinend wieder Druck- und Temperaturbedingungen für die Amphibolitfacies gegeben.

Für den Schneebergerzug ist festzustellen, daß die variszische Metamorphose im allgemeinen doch schwächer war als die altalpidische, worauf die offensichtlich ganz überwiegend alpin neugebildeten Granate und auch der progressive Paragonitzerfall hinweisen.

Im Perm setzte nach einer intensiven Erosion über alle geologischen Einheiten hinweg eine Sedimentation auf transgressiven Flächen ein.

Altalpidisch wurde der variszisch nur schwach angelegte Muldenbau des Schneebergerzuges stark eingeeengt, im Norden auch aufgeschoben, wodurch an einem Großteil seiner Nordgrenze eine alpin-tektonische Grenze zum Ötztalkristallin entstand.

Bedingt durch die größere Plastizität wurden die am Schneebergerzug befindlichen mesozoischen Sedimente ausgepreßt und kamen in einem höheren, heute nicht mehr erschlossenem Niveau zu liegen. Die starke alpidische Metamorphose, Höhepunkt vermutlich um 100 Mill. Jahre, überdauerte sämtliche tektonische Ereignisse, wie z. B. die eindeutig alpidischen Strukturen im Raume Schneeberg.

Im Süden des Schneebergerzuges wurde in altalpidischer Zeit bereits die Amphibolitfacies erreicht, ebenso in der Laaserserie und im Kristallin von Mauls-Meran. Die Grenze Amphibolitfacies-hochtemperierte Grünschieferfacies schneidet den Schneebergerzug schräg an und verläuft etwa vom Schennartal in nordwestlicher Richtung zu den von HOINKES gefundenen alpidischen Staurolithen im Rotmoostal.

Die starke progressive altalpidische Metamorphose stellte ein neues Gleichgewicht in den Mineralparagenesen der Gesteine des Schneebergerzuges her, sie überprägte in meinem Gebiet sämtliche älteren Minerale.

Einzige Anhaltspunkte sind die K-Ar-Altersdatierungen der Hornblenden, die als Mischalter gedeutet werden müssen, und eventuell die nur vereinzelt auftretenden Kerne der Granate.

Das hohe Alter der Pseudotachylite läßt auf eine rasche Abkühlung nach dem Höhepunkt der altalpidischen Metamorphose schließen. Hinweise auf eine jungalpidische Metamorphose wurden keine gefunden.

then und Brekzien mit gelegentlichen Gipsvorkommen. Diese Fakten deuten auf eine wahrscheinliche Landnähe hin. Des Weiteren kommt es zu korrelierbaren, terrigenen Sedimentationsfolgen, die auf eine mögliche Hebung des umliegenden Festlandes hinweisen. Die so entstandenen Karbonat- und Mergelhorizonte mit ihren typischen Faunenmerkmalen sind mit den Nordalpinen Raibler Schichten der westlichen Nördlichen Kalkalpen zu vergleichen. Als Vergleich zu den voralpinen Ausbildungen der Opponitzer Schichten wurde ein stratigraphisch entsprechendes Profil in der tiefjuvavischen Hallstätterzone der Mürzalanddecke an der Bürgeralmstraße bei Aflenz aufgenommen. Neben öfteren terrigenen Einschaltungen bestehen jedoch wenige lithologische Ähnlichkeiten mit den Opponitzer Schichten. Typische Ausbildungen eines extrem flachen und landnahen Sedimentationsraumes, wie Stromatolithe und Brekzien, fehlen. Dolomite treten nur sehr untergeordnet auf.

Die Mikrofazies ist mit der Rindenkörner- und Schlamm-Fazies (i. e. S.) etwa ähnlich den voralpinen Bildungen. Die Komponenten sind typische Flachwasserorganismen eines Riffbereiches mit Korallen, Kalkschwämmen, Rotalgen, Dasycladaceen u. a. Weiters kommt es zur Ausbildung von gradierten (allodapischen) Kalken und zu einer häufigen Intraklastführung. Da oft Rindenkörner neben diesen Bildungen auftreten und pelagische Faunenelemente fehlen, ist eine Sedimentation im Flachwasserbereich anzunehmen. Zum Unterschied vom Bildungsmilieu in den Voralpen, scheinen sich die Sedimentationsbedingungen im höchsten Profilbereich auf eine größere Wassertiefe umzustellen (Milieu des Aflenzner Kalkes).

HERNDLER, E.: Zur Geologie und Hydrogeologie des Horner Beckens. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1979 (Begutachter: M. SCHUCH, A. TOLLMANN).

Promoviert am 20. Dezember 1979

Bedingt durch den geologischen Aufbau weist die Böhmisches Masse nur wenige potente Grundwasserlockersedimentkörper auf. Daraus ergibt sich die Notwendigkeit, diese wenigen Grundwasserleiter zu bewirtschaften, um eine den Anreicherungsverhältnissen entsprechende Grundwasserentnahme zu gewährleisten.

Vorbedingung für die Bewirtschaftung ist die Kenntnis des Grundwassermechanismus, die eine eingehende Kenntnis der geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse bedingt.

Es wurden verschiedene Untersuchungen durchgeführt: (1) Eine geologische Globaluntersuchung, (2) eine hydrogeologische Detailuntersuchung und schließlich (3) die Abklärung der geohydrologischen Verhältnisse.

Das Horner Becken ist ein tektonisches Becken im Kristallin der Böhmisches Masse, dessen Entstehung an den Beginn des Eggenburciens gestellt wird.

Die sedimentäre Beckenfüllung gliedert sich in die Fossilleere Serie und die Eggenburger Serie. Die Fossilleere Serie wird durch Sande und Tone limnisch-fluviatilen Ablagerungsmilieus aufgebaut, die in Wechsellagerung vorliegen. Die Eggenburger Serie beinhaltet Sedimente brackischen und marinen Milieus.

In hydrogeologischer Hinsicht handelt es sich beim Horner Becken um eine Mulde im Kristallin der Böhmisches Masse, das als Grundwasserstauer fungiert. Diese Mulde wird erfüllt mit Sedimenten differenzierten Kornaufbaues. Diese Sedimente sind mit Grundwasser gefüllt. In den liegenden Bereichen des Grundwasserleiters findet kein Durchsatz von unterirdischem Wasser statt. Es tritt ein stagnierendes Grundwasserpolster auf.

Demgegenüber findet in den hangenden Partien sehr wohl ein Durchsatz von Grundwasser statt infolge von Entnahme und Abfluß. Entsprechend diesen Verhältnissen würde sich auch bei Entnahme von Wasser aus tieferen Bereichen ein Durchsatz von Grundwasser einstellen.

Anhand von Bohrungen kann auch die Mächtigkeit des Grundwasserkörpers angegeben werden. Die Durchlässigkeit der einzelnen Grundwasserleiter ergibt sich aus der Korngrößenverteilung in den einzelnen Horizonten.

Auf Grund der Niederschlags- und Anreicherungsverhältnisse im Horner Becken kann ein größenordnungsmäßiger Durchsatz ermittelt werden und daraus die mögliche Grundwasserentnahmemenge aus dem Horner Becken abgeschätzt werden.

GROISZ, R.: Kristallines Grundgebirge und tertiäre Verwitterung im Raume von Artstetten (N. Ö., Südliche Böhmisches Masse). – Unveröff. Diss. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien (Begutachter: Ch. EXNER, A. TOLLMANN).

Vorgelegt wird eine geologische Karte im Maßstab 1:10.000 über das Gebiet Artstetten (Südliche Böhmisches Masse, N. Ö.). Das ca. 40 km<sup>2</sup> große Gebiet wird begrenzt im Süden von der Donau zwischen Krummnußbaum/Donauuferbahn und Ebersdorf im Norden von Dölla, Pöbring und dem Schwarzaubach. In der Mitte liegt Artstetten und im Süden Kleinpöchlarn.

Das Moldanubische Grundgebirge besteht vom Liegenden aus folgenden Gesteinen: Cordieritgneise der Monotonen Serie, Bunte Serie mit Paragneisen, Sillimanitgneisen, Quarziten, Marmoren, Graphitschiefern, Amphiboliten und Kalksilikatgesteinen, Granodioritgneis von Spitz und Fleckenamphibolit, Gföhler Gneis, teils hybrid mit begleitenden Amphiboliten und wenig Granulit, Pyrop-Serpentin, Eklogit sowie aplitischen und lamprophyrischen Ganggesteinen. Zwei tektonische Großeinheiten sind zu unterscheiden: Südlich der vermuteten Störung zwischen Unterthalheim und Unterbierbaum ist eine Einheit, die hauptsächlich aus Gföhler Gneis besteht und W-E streicht. Nördlich ist eine Einheit, die vor allem aus Monotoner und Bunter Serie besteht und meist SW-NE streicht. Die Linie N Unterthalheim, Artstetten, Krottental und Fritzdorf stellt vermutlich eine tektonische „Schwächezone“ dar. In ihr findet sich die Grenze Monotoner zu Bunter Serie, ist die Marmor- und Graphit-reiche Zone der Bunten Serie, findet sich der Eklogit und sind die konkordanten, aplitischen Ganggesteine eingedrungen.

Am Tonberg bei Kleinpöchlarn, nördlich Hart und in mehreren kleinen Vorkommen finden sich tertiäre Sedimente. Es sind durch Verwitterung entstandene Kaolintone und -sande. Als kristalline Ausgangsgesteine für die Verwitterungsprodukte werden auf Grund von Vergleichen der Schwermineralgehalte Gföhler Gneis und/oder Granulit angesehen. Nach Bildung dieser Sedimente kam es zu einer lokalen Umlagerung, die von Süden nach Norden erfolgte.

Durch Vergleich mit der Schichtfolge des Egerien werden sie dem unteren Egerien zugeordnet (im Liegenden der Pielacher Tegel).

Promoviert am 22. Mai 1980

MAURACHER, J.: Alpidische und voralpidische Metamorphose und Strukturprägung am Westende des Schneebergerzuges (Ötztaler Alpen). – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fakultät Univ. Wien, 1980 (Begutachter: W. FRANK, A. TOLLMANN).

Promoviert am 4. Juli 1980

Diese Arbeit bringt eine Neugliederung des Schneebergerzuges und der diesen im SE begleitenden Laaser Serie, eine detaillierte Auflösung des zur Laaser Serie zu stellenden Lodner Synklinoriums, eine interne Gliederung der Schrottner Synklinale, die zum Schneebergerzug zählt, einen Versuch der Parallelisierung der Serien des Schneebergerzuges und der Laaser Serie, chemische Analysen von Gesteinen und Mineralen des Untersuchungsgebietes, sowie radiometrische K/Ar-Amphibolaltersdaten.

Auf Grund der vorliegenden Untersuchungen wird der Schneebergerzug gegliedert in:

- 1) die Schneeberger Hauptmulde,
- 2) das Seeberspitzen-Synklinorium und
- 3) die Schrottner-Synklinale

Die Laaser Serie gliedert sich in:

- 1) das Mareiter Stein–Hohe Kreuzspitze-Synklinorium,
- 2) den Moos-Pfelderer Karbonatzug und
- 3) das Lodner-Synklinorium.

Als Bindeglied zum Altkristallinsockel wird eine hauptsächlich aus Glimmerschiefern bestehende Rahmenzone abgetrennt.

Das Lodner Synklinorium besteht aus einer Reihe von enggepreßten, im NE nach S hin überkippten Antiklinalen und Synklinalen, die gegen das Westende eine Rotation gegen den Uhrzeigersinn erfahren und das im Bereich zwischen Hoher Weißen und Lodner mit 45° geneigten, NNW-tauchenden Achsen aushebt.

Die interne Gliederung der Schrottner Synklinale, randlich Karbonate und Glimmerschiefer,

ein breiter Amphibolithhorizont und ein zentraler Quarzitbereich, spiegeln den Muldencharakter dieses Systems wieder.

Schrottner Synklinale und Lodner Synklinorium zeigen generell eine ähnliche fazielle Entwicklung und haben metamorphosemäßig in variszischer und altpaläozoischer Zeit dieselbe Geschichte erlebt. Nach einer variszischen Metamorphose, die vermutlich die Amphibolitfazies erreicht hat, erfahren diese Einheiten eine altpaläozoische Metamorphose in Amphibolitfazies.

Belege dafür sind altpaläozoisch gebildete Staurolithe aus dem Bereich der Laaser Serie NW von Pfefelders, junge Granate, die z. B. um alte, zerbrochene Granatrelikte neu sproßen und vor allem, die K/Ar-Amphibolalter, die in einem Fall (21 m. a.) wohl ein Bildungsalter am Höhepunkt der altpaläozoischen Metamorphose darstellen (Probe aus der Schrottner-Synklinale, Bereich S der Grubalm) und in den übrigen Fällen als Mischalter aufzufassen sind. Dabei weisen die Amphibole der Schrottner-Synklinale und des Lodner-Synklinoriums von N nach S hin jünger werdende Alter von 144, 137, 131 und 123 m. a. für das Lodner-Synklinorium und 111 und 108 m. a. für die Schrottner-Synklinale (Bereich N der Grubalm) auf. Die höchsten Mischalter (197 und 180 m. a.) stammen aus dem Zwickel zwischen Schrottner-Synklinale und Lodner-Synklinorium, der der Rahmenzone zugeordnet wird.



**Bisher in dieser Reihe erschienene Bände mit Kurztiteln der  
Arbeiten**

- 1949 Jg. I, Heft 1 (Band 1)  
NEUBAUER W., Geologie der Kalkalpen bei Lilienfeld
- Heft 2 (Band 2)  
MEDWENITSCH W., Die Hallstätterzone um Ischl-Aussee
- Heft 3 (Band 3)  
HOLZER H., Der Nordrand des Tauernfensters etc.  
HARTL H., Das Konglomerat von Konradshaim  
PROKOP F., Aufnahmebericht St. Veit a. d. Gölsen  
EXNER CH., Bericht über die Tauernexkursion
- 1950 Jg. II, Heft 1 (Band 4)  
HARTL H., Kalkalpen und Flyschzone im Raum Frankenfels und Plankenstein, N.-Ö.
- Heft 2 (Band 5)  
THIELE O., Tauernnordrand im Bereich von Gerlos  
MEDWENITSCH W., Exkursion in die Hallstätterzone
- 1951 Jg. III, Heft 1 (§) (Band 6)  
PROKOP F., Kalkalpen-Flyschgrenze um St. Veit/Gölsen  
TRAPP E., Erdbebentätigkeit in Österreich
- 1956 Jg. IV, Band 7 (§)  
KIRCHMAYER M., Geologische Untersuchungen im Grünauer Becken, O.-Ö.  
FUCHS G., Geologische Untersuchungen Granatspitze—Groß-Venediger  
KRISTAN E., Neues vom Puchberger Becken, Ödenhofenster, Semmering-Mesozoikum
- 1957 Band 8 (§)  
VOHRYZKA K., Geologie der mittleren Schladminger Tauern  
KIRCHMAYER M., Geologie des Grünauer Beckens, O.-Ö.  
SIEHL A., Jungtertiär von Hornstein, Burgenland  
KRISTAN E. & TOLLMANN A., Geol. des Semmering-Mesoz.  
FUCHS G., Geol. Arbeitsbericht Österr. Grönland-Expedition
- 1958 Band 9 (§)  
FUCHS G., Geologische Untersuchungen in NE-Grönland  
HERTWECK G., Das Fenster von Ödenhof, N.-Ö.  
SOKAL J., Geologische Untersuchungen Molasse von Melk, N.-Ö.  
TOLLMANN A., Das Stangalm-Mesozoikum  
VOHRYZKA E., Geologie der Umgebung von Outokumpu
- 1959 Band 10  
TOLLMANN A., Der Deckenbau der Ostalpen etc.  
LEISCHNER W., Geologie Umgebung von Bad Ischl  
STEINHAUSEN W., Geologie der Ötscher-Decke zwischen Unterberg und Furth, N.-Ö.  
EPPENSTEINER W., LISTABARTH G. & SOHS F., Geologie des mittleren Kamptales
- 1960 Band 11  
LESKO I., Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchung, Oberdorf a. d. Laming, Stmk.  
SCHEINER H., Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitzen

- ZADORLAKY-STETTNER N., Neue geologische Beobachtungen. Wienerwald  
 KIRCHMAYER M. & CASENSKY O., Die Kambische Beziehung des Auszählkreises etc.
- 1961 Band 12 (§)  
 HERTWECK G., Geologie der Ötscher-Decke im Gebiete der Triesting und der Piesting etc.  
 SORDIAN H., Zur Geologie des Gebietes um Rosegg, Kärnten  
 GRÜN W., NIEDERMAYER G. & SCHMID M. E., Untersuchungen an der Autobahn (Flysch)
- 1962 Band 13 (§)  
 TOLLMANN A., Hundert Jahre Geologisches Institut Wien  
 SCHLAGER W., Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten  
 THALMANN F., Geologie des Kammzuges zwischen Mur und Zederhaustal, Salzburg  
 KOLLMANN H., Stratigraphische Gliederung der Gosauschichten von Gams, Steiermark  
 TOLLMANN A., Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen
- 1963/64 Band 14—15 (§)  
 FORMANEK H. P., Geologie und Petrographie der NW Schladminger Tauern  
 TOLLMANN A., Analyse der Weyerer Bögen und der Reiflinger Scholle  
 KRISTAN-TOLLMANN E., Beiträge zur Mikrofauna des Rhät  
 SPAUN G., Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt  
 MOSTLER H., Zur Salzach-Längstalstörung E Wagrain  
 EXNER CH., Exkursionen zum karbonatischen Kambrium  
 EPPENSTEINER W., Die schwarzen Breccien der Bleiberger Fazies  
 RIEHL-HERWIRSCH G., Postvariszische Transgressionsserie E Magdalensberg, Kärnten  
 STEINER P., Eingliederung der Weyerer Bögen und der Groß-Reiflinger Scholle
- 1965 Band 16 (§)  
 THIEDIG F., Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten  
 SUMMESBERGER H., Stellungnahme zu einigen Schichtennamen der nordalpinen Mitteltrias  
 SUMMESBERGER H., Zum Typusprofil des Gutensteiner Kalkes  
 SCHERMANN O., Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse  
 GAAL G., Geologie des Roßkogelgebietes W Mürzzuschlag, Steiermark  
 SCHWAIGHOFER B., Zur Geologie und Petrographie des Altkristallins im südwestlichen Klagenfurter Becken (Kärnten)
- 1966 Band 17 (§)  
 ENZENBERG M., Geologie der Tarntaler Berge, Tirol  
 SCHERIAU-NIEDERMAYER E., Geologie und Geochemie von Blei und Zink E Gailtaler Alpen, Kärnten  
 SCHÖLLNERBERGER W., Faziesverzahnung im Gebiet der Hohen Schrott (Bad Ischl), Oberösterreich  
 MATURA A., Geologie Türchlwand-Kramkogel (Rauristal), Salzburg  
 ZISCHINSKY U., Bewegungsbilder instabiler Talflanken  
 SCHEIBER H., Geologie der Jauernik-Gruppe (Kärnten)  
 THIEDIG F., Hydrogeologische Beobachtungen E Klagenfurt  
 SCHLAGER W., Fazies und Tektonik am W-Rand der Dachsteinmasse, Gosaukamm
- 1967 Band 18 (§)  
 Allgemeine und Regionale Geologie  
 STEINER P., Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich)

- MOSTLER H., Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg)  
 WURM F., Glimmerschiefergruppe in der südöstlichen Saualpe in Kärnten  
 TOLLMANN A., Fazielle und tektonische Probleme des Alpen-Karpaten-Orogens  
 HUSEN D. VAN, Talgeschichte des Ennstales im Quartär  
 FRISCH W., Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer-Hauptkamm bei Lannersbach (Zillertal, Tirol)

Angewandte Geologie:

- SPAUN G., Geologische Vorarbeiten und Sondierstollen Ennskraftwerk Landl  
 PASEK J., Schollenartige Hangbewegungen  
 HORNINGER G., Geologischer Plan der Aufstandsfläche der Drossensperre, Kaprun  
 GORHAN H., Festigkeitseigenschaften des Lösses an Beispielen in Österreich  
 DEMMER W., & GROLLITSCH E., Erschließung von Lockerböden mittels Rotationsbohrungen, Durchlässigkeitsbestimmungen beim Bau des Dammes Feistritz  
 VOHRZYKA K., Scheelitprospektion in Österreich

1970 Band 19 (§)

Allgemeine und Regionale Geologie:

- KRISTAN-TOLLMANN, E., Mikrofauna Rhät III. (Königsbergzug, N.-Ö.)  
 LEIN, R., Cenomantransgression bei Alland (N.-Ö.)  
 FAUPL, P., Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes  
 VETTERS, W., Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes  
 LAUER, G., Kalkalpennordrand bei Ybbsitz (N.-Ö.)  
 SCHNABEL, W., Kalkalpennordrand bei Waidhofen/Ybbs (N.-Ö.)  
 BERTLE, H., Steinbruch Dopplerhütte (N.-Ö.)  
 RIEHL-HERWIRSCH, G., Altersstellung der Magdalensbergserie (Kärnten)  
 GROSCHOFF, R., Altpaläozoikum des NE Klagenfurter Beckens

Angewandte Geologie:

- ZARUBA, QU. & RYBAR, J., Pleistozäne Rutschungen in den Neovulkaniten NW-Böhmens  
 ZISCHINSKY, U., Ingenieurgeologie des Stauraumes Durlaßboden  
 FRITSCH, W., Magnetit-Hämatit-Prospektion bei St. Veit/Glan (Kärnten)  
 RIEDMÜLLER, G. & SCHWAIGHOFER, B., Mylonite der Oscheniksee-Störung (Kärnten)

1972 Band 20 (§)

Sonderband:

- Symposium über den Verrucano in den Ost- und Südalpen mit Exkursionen in Österreich und Italien. Veranstaltet vom Geologischen Institut der Universität Wien im September 1969. Organisationsleitung: Prof. Dr. E. CLAR, Geologisches Institut der Universität Wien, Dr. G. RIEHL-HERWIRSCH, Geologisches Institut der Technischen Hochschule Wien.

1973 Band 21 (§)

Sonderband:

- Symposium über Mikrofazies und Mikrofauna der Alpenen Trias und deren Nachbargebiete. Veranstaltet vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck vom 20.—23. März 1972. Organisationsleitung: Univ.-Doz. Dr. H. MOSTLER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck

## 1973 Band 22

## Allgemeine und Regionale Geologie:

- BERTLE, H., Das Fenster von Gargellen  
 WEBER, L. Die Kahlenberger Schichten am Leopoldsberg  
 BÜCHNER, K. H., Geologische Neuaufnahme der Gesäuseberge  
 SCHÖLLNBERGER, W., Zur Verzahnung der Dachsteinkalkfazies und der Hallstätter Fazies  
 LAUER, G. & WAGNER, L., Zur Geologie des Prochenberges  
 HERRMANN P., Geologie des östlichen Leithagebirges  
 PAPP, A., KROBOT, W. & HLADECEK, K., Neogengliederung im Wiener Becken  
 LEHNERT-THIEL, K., Entstehung des oberpermischen Kupferschiefers

## Angewandte Geologie:

- ZADORLAKY-STETTNER, N., Inhalt und Gestaltung von Baugrunderkarten  
 ZADORLAKY-STETTNER, N., Baugeologische Karte der Stadt Aarau  
 FÜRLINGER, W. L., Böschungsverhalten in zweischarig geklüftetem Material

## 1976 Band 23

## Allgemeine und Regionale Geologie

- DAURER, A., Das Moldanubikum im Bereich der Donauströmung zwischen Jochenstein und Schlägen (Oberösterreich)  
 HUSEN, D. van, Zur quartären Entwicklung des Krappfeldes und des Berglandes um St. Veit an der Glan  
 HAMEDANI, A., Die mechanische Analyse der N-S streichenden Störungen am Nordrand der Nördlichen Kalkalpen unter Berücksichtigung der Weyerer Bögen.  
 BAUMGARTNER, W., Analyse und Interpretation des Baues der Frankenfelder Decke (südlich St. Pölten, Österreich)  
 PILLER, W., Fazies und Lithostratigraphie des gebankten Dachsteinkalkes (Obertrias) am Nordrand des Toten Gebirges (S Grünau/Almtal, Oberösterreich)  
 MAURACHER, J., Die Überschiebung der Mürzalpendecke im Schwabeltal östlich der Gesäuseberge  
 ENZENBERGER-PRAEHAUSER, M., Zur Geologie der Tarntaler Breccie und ihrer Umgebung im Kamm Hippold-Kalkwand (Tuxer Voralpen, Tirol)  
 GRUBER, B., Neue Ergebnisse auf dem Gebiet der Ökologie, Stratigraphie und Phylogenie der Halobien (Bivalvia)

## 1977 Band 24

## Allgemeine und Regionale Geologie:

- LUEGER, J. P., Der Fölligschotter – Ablagerungen eines mittelpannonischen Flusses aus dem Leithagebirge im Burgenland  
 KERN, J. Ph., Lebensspuren und Paläomilieu der Sieveringer Schichten (Oberkreide) des Wiener Waldes (Österreich)  
 PETRAKAKIS, K., Zur Geologie des Stubachtalultramafitit-Komplexes  
 THÖNI M., Geology, Structural Evolution und Metamorphic Zoning in the Kulu Valley (Himachal Himalayas, India)  
 GAITANAKIS, P., Faziesgliederung und Tektonik der voralpinen Decken zwischen Enns- und Steyrtal (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich)  
 HOHENEGGER, J. & LEIN, R., Die Reiffinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna  
 FRISCH, W., Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion

## Angewandte Geologie:

- NOWY, W., Die Geologie des Gleinalm-Autobahntunnels (1. Teil – Tektonik)



## 1978 Band 25

- COLINS, E. & NACHTMANN, W., Geologische Karte der Villacher Alpe  
 GROTTENTHALER, W., Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen  
 Salzach und Pyhrnpaß  
 LIEBERMAN, H. M., Carnitza Formation – ein neuer Begriff für oberkarnische Bek-  
 kenkalke der südlichen Kalkalpen bei Raibl (Cave del Predil, Italien)  
 BECKER, L. P., Über das Bruchverhalten und Bruchgefüge bei einfacher Druckbean-  
 spruchung in der tektonischen Geologie  
 FAUPL, P., Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbidit-  
 serien in den Ostalpen  
 MOSTAFAVI, M., Die Neogenentwicklung am Nordrand des Oberpullendorfer Bek-  
 kens (Burgenland)  
 TICHY, G., Ammonitenfunde aus dem Wettersteinkalk des Dobratsch (Kärnten, Öster-  
 reich)  
 FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B., Kalkschwämme, Hydrozoen,  
 Algen und Mikroproblematika aus den Cidarisschichten (Karn, Obertrias) der Mürz-  
 taler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich)  
 SENOWBARI-DARYAN, B., Ein neuer Fundpunkt von *Placklesia multipora* BILGÜ-  
 TAY aus den Kössener Schichten des Feichtensteins bei Hintersee (Salzburg, Öster-  
 reich)  
 LEIN, R. & SIBLIK, M., A brachiopod fauna from the Spielkogel (Muerztaler Alpen,  
 Styria): New data concerning the stratigraphic emplacement of *Tetractinella* (?)  
*dyactis* (BITTNER)  
 GAITANAKIS, P. & TSAILA-MONOPOULIS, St., Neue Daten zur Geologie und Stra-  
 tigraphie der Insel Aegina (Griechenland)  
 LUEGER, J. P., WIRIBAL, J. & LEBEDA, M., Tabellen zur Rückkipfung einfach ge-  
 kippter Schrägschichtungen  
 EHRENBERG, K., Othenio Abels Werden und Wirken. Eine Rückschau zu seinem  
 100. Geburtstag am 20. Juni 1975

## 1980 Band 26

- Professor Dr. Eberhard Clar zum 75. Geburtstag  
 KERN, A., Bericht zur Kartierung des Mittagkogel-Gebietes  
 POHL, W. & NIEDERMAYR, G., Geology of the Mwatate Quadrangle (Sheet 195/2)  
 and the Vanadium Grossularite Deposits of the Area  
 HORKEL, A., NAUTA, W. J., NIEDERMAYR, G. et al., Geology of the Taita Hills  
 (Coast Province/Kenya)  
 KAISER, J., Baugeologische Beschreibung des Dalaaser Tunnels der Arlberg Schnell-  
 straße S 16 in Vorarlberg  
 RECH, W.-D., Scheitelfalten und scheidellose Falten  
 KOHLBECK, F., RIEHL-HERWIRSCH, G. et al., In situ Spannungsmessungen an der  
 Periadriatischen Naht in der Ebriachklamm bei Eisenkappel (Kärnten, Österreich)  
 DULLO, W.-C., Über ein neues Vorkommen von Tisovec-Kalk in den südwestlichen  
 Gesäuse-Bergen (Admont, Steiermark)  
 GRUBER, B., LEIN, R. & SEEGER, M., Ein karnischer Tisovec-Kalk mit *Halobia* (?)  
*clari* n. spec. aus den St. Pauler Bergen  
 SENOWBARI-DARYAN, B., Neue Kalkschwämme (Sphinctozoen) aus obertriadi-  
 schen Riffkalken von Sizilien  
 SENOWBARI-DARYAN & DULLO, W.-C., *Cryptocoelia wurmi* n. sp., ein Kalk-

- schwamm (Sphinctozoa) aus der Obertrias (Nor) der Gesäuseberge (Obersteiermark/Österreich)
- STEIGER, T., Geologische Aufnahme des Zauchenbachtals und des Krahstein-Massivs am Südrand des Toten Gebirges N<sup>o</sup> Bad Mitterndorf (Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich)
- THÖNI, M., Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlingüberschiebung
- TROLL, G., BAUMGARTNER, S. & DAIMINIGER, W., Zur Geologie der südwestlichen Schobergruppe (Osttirol, Österreich)