

# Österreichische Geologische Gesellschaft

c/o Geologische Bundesanstalt

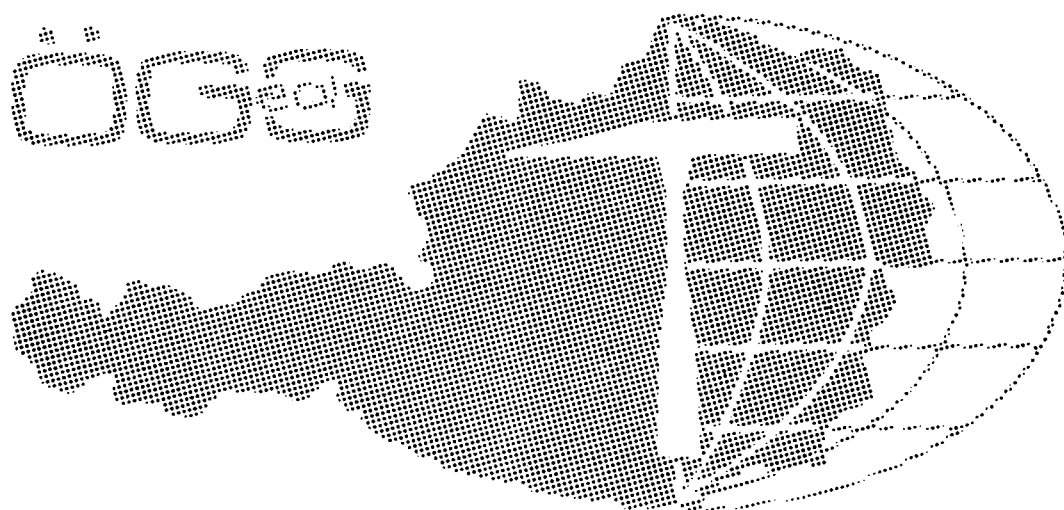
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

## Exkursionsführer

# 3

5. JAHRESTAGUNG  
der  
ÖSTERREICHISCHEN  
GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

Eisenerz 1984



Graz - Wien 1984

## ZUM GELEIT

Es ist in der Österreichischen Geologischen Gesellschaft zur Tradition geworden, jene Generalversammlung, die zugleich Wahlversammlung für Vorstand und Beirat ist, als mehrtägige Vortrags- und Wandertagung zu begehen. Auf diese Weise hat sich ein Zweijahreszyklus eingebürgert, wobei der Begriff "Wandertagung" in diesem Zusammenhang einen Doppelsinn erlangt hat: Seit dem Start unserer alten Gesellschaft unter neuem Namen im Jahre 1976 waren Salzburg (1976), Innsbruck (1978), Graz (1980) und Seis am Schlern (1982) Stationen der "Jahrestagungen" und Ausgangspunkte der jeweiligen Exkursionen. Und wie schon 1982, als die Südtiroler Gemeinde Seis-Kastelruth im Rahmen ihrer 1000-Jahr-Feier die offizielle Einladung ausgesprochen hatte, die jublierende Ortschaft Seis zum Tagungsort zu wählen, so wurde auch die Festsetzung des Tagungsortes 1984 maßgeblich durch die aus Anlaß der Steirischen Landesausstellung "Erz und Eisen in der Grünen Mark" von der Stadt Eisenerz ausgesprochenen Einladung beeinflußt. Freilich machten es fachliche Motivationen in beiden Fällen leicht, diese Einladungen auch tatsächlich anzunehmen. 1982 war es die Anziehungskraft der Dolomitengeologie vor dem Hintergrund zahlreicher neuer Arbeitsergebnisse und begleitet von dem noch "druckfeuchten" BORNTRAEGER-Führer durch die Südtiroler Dolomiten aus der Feder von W.HEISSEL. Auch für 1984 bedurfte es keiner langen Überlegungen, liegt doch über die Region Eisenerz nicht nur das neue Kartenblatt 1:25 000 der Geologischen Bundesanstalt von H.P. SCHÖNLAUB vor, sondern darüber hinaus auch eine große Zahl stratigraphischer, montangeologischer, rohstoffgeologischer und hydrogeologischer Detailarbeiten aus jüngster Zeit. Daß in beiden Fällen - besonderer Südtirol-Bezug im Erzherzog Johann Jahr 1982, Steirische Landesausstellung in Eisenerz 1984 - auch lokalpatriotische Interessen aus steirischer Sicht angesprochen wurden, sei aus Gründen der Aufrichtigkeit wahrheitsgemäß hinzugefügt!

Der feste Platz, den die im Zweijahreszyklus durchgeführten Wandertagungen im Vereinsgeschehen gefunden haben, und der Umstand, daß auch zwischendurch immer wieder offizielle ein- oder mehrtägige Exkursionen veranstaltet werden, ließ den Wunsch aufkommen, den bisher in stets wechselnder Form aufgelegten Führungstexten ein einheitliches und dauerhaftes Kleid als neue, in zwangloser Folge erscheinende Publikationsserie unserer Gesellschaft zu geben. Aus Rücksicht auf die Kassengebarung freilich unter Verzicht auf kostenaufwendige Druckverfahren.

Wir dürfen das Ergebnis dieser Überlegungen mit vorliegendem Exkursionsführer vorstellen und zugleich darauf verweisen, daß auch die Führer zur "Geologisch-paläontologischen Exkursion ins Nördliche Wiener Becken" und die im Zusammenhang mit der 75-Jahr-Feier unserer Gesellschaft durchgeführte "Exkursion Eggenburg" schon in der neuen Form erschienen sind.

W.GRÄF

## INHALT

Seite

### 1. EXKURSIONSTAG (Halbtagesexkursion)

FABIANI, E.: Hydrogeologische und quartärmorphologische  
Untersuchungen im Hochschwabmassiv ..... 2

ZOJER, H.: Erläuterungen zum Forschungsprojekt über die  
Wasserhöflichkeit der Eisenerzer Alpen ..... 8

### 2. EXKURSIONSTAG

SCHÖNLAUB, H.P.: Paläozoikum der Umgebung von Eisenerz

Exkursion in das Altpaläozoikum am Polster bei Eisenerz ..... 17

Exkursion auf den Erzberg ..... 22

DIEBER, K.: Steirischer Erzberg - Montangeologische Bemerkungen ..... 26

### 3. EXKURSIONSTAG

HUSEN, D. van: Zum Quartär um das Gesäuse ..... 32

KOLLMANN, W.: Hydrogeologische Grundzüge der nördlichen  
Gesäuseberge, ausgehend vom Raum Gstatterboden ..... 41

SUMMESBERGER, H.: Problematik der Mitteltrias von Groß-  
reifling ..... 48

KOLLMANN, H.A.: Das Gosaubecken von Gams und sein Rahmen ..... 53

ZETINIGG, H.: Versuche zur Fassung der temperierten  
Schwefelquelle von Gams bei Hieflau ..... 62

1.Exkursionstag am 30.9.1984 (Nachmittag)

E.FABIANI: Hydrogeologische und quartärmorphologische Untersuchungen  
im Hochschwabmassiv

H.ZOJER: Erläuterungen zum Forschungsprojekt über die Wasserhöffigkeit  
der Eisenerzer Alpen

EXKURSIONSRUTE:

Eisenerz - Ramsau - Oberjassingau - Leopoldsteinersee - Seeau -  
Münichtal - Eisenerz

## HYDROGEOLOGISCHE UND QUARTÄRMORPHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM HOCHSCHWABMASSIV

E. FABIANI

### ALLGEMEINE VORBEMERKUNGEN

Das Hochschwabmassiv stellt, als geologische Einheit betrachtet, mit einer Gesamtfläche von über 590 km<sup>2</sup> nicht nur das flächenmäßig ausgedehnteste, sondern auch das wasserwirtschaftlich bedeutendste Karstmassiv der Steiermark dar. Dies wurde bereits zur Jahrhundertwende von Verantwortlichen der Stadtgemeinde Wien erkannt, als 1900 bis 1910 Karstquellen des nördlichen Hochschwabmassivs mit einer Konsensmenge von 200 000 m<sup>3</sup>/Tag in die zweite Wiener Hochquellenleitung eingespeist wurden. Der wasserwirtschaftlichen Bedeutung des südlichen Hochschwabmassivs wurde man sich erst ein halbes Jahrhundert später bewußt, als 1967 Untersuchungen des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung einsetzten. Dieser Bedeutung wurde schließlich 1971 mit der Gründung des 27 Gemeinden mit 400 000 Einwohnern umfassenden Wasserverbandes Hochschwab Süd und 1973 mit der Verordnung eines sowohl den Norden als auch den Süden umfassenden gemeinsamen Schongebietes und der Widmung der Wasservorkommen für Trinkwasserzwecke Rechnung getragen.

Die Untersuchungen des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung, Referat für Wasserwirtschaftliche Rahmenplanung, konzentrierten sich vor allem auf die südlichen, fingerförmig in die "Südliche Hochschwabmulde" eingreifenden Täler zwischen Tragöb und Seewiesen. Diese 30 km lange tektonische Mulde umfaßt mit einer von wasserstauenden Schiefen unterlagerten Folge triadischer Kalke eine Fläche von 192 km<sup>2</sup>. Durch eine bis 1300 m Seehöhe aufragende Antiklinale der Werfener Schiefer ist diese Mulde hydrologisch weitgehend von der Hauptkette abgetrennt und als wasserwirtschaftliche Einheit zu betrachten. Mit dem Tal der Seeau bei Eisenerz und dem Seetal bei Seewiesen wurden jedoch auch Teile der Hauptkette in die Untersuchungen einbezogen.

Diese Untersuchungen umfaßten unter anderem eine hydrogeologische und karstmorphologische Kartierung, Quellaufnahmen, hydrochemische und Isotopenuntersuchungen, hydrographische Messungen, geophysikalische Untersuchungen und über 30 Untersuchungsbohrungen mit Endteufen bis über 200 m. Die Ergebnisse sind in den Berichten der Wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, Bd.44 bis 50, veröffentlicht.

Aus diesen Untersuchungen heraus zeigte sich sehr bald, daß die Wasservorkommen des südlichen und westlichen Hochschwabmassivs in engem Zusammenhang mit der quartären Entwicklungsgeschichte dieses Teiles stehen und weder mit den Karstquellen des nördlichen Teiles noch mit den Grundwasservorkommen des Mur- und Mürztals vergleichbar sind.

Der Grund liegt in einer intensiven eiszeitlichen Vergletscherung. Ausgehend von den weiten Plateauflächen des zentralen Massivs konnten sich 4 bis 12 km lange Talgletscher bilden, welche trotz ihres eher bescheidenen Ausmaßes zu einer Übertiefung der Täler von 80 bis über 200 m unter den heutigen Talboden führten. Wesentlich ist, daß die Übertiefung dieser Täler teilweise auch innerhalb der verkarstungsfähigen Kalke erfolgte und die mächtigen Lockersedimentfüllungen auf die angrenzenden Karstgebiete gleichsam wie ein Drainagestrang wirken. Die Entwässerung der Karstgebiete erfolgt somit zum überwiegenden Teil über das mit dem Karstwasser kommunizierende Grundwasser dieser Täler. Wasserhaushaltsberechnungen ließen sowohl weiträumige Zusammenhänge als auch Entwässerungsschwerpunkte erkennen. Dank des großen Speichervolumens der Beckenfüllungen und der Filtrierung der eindringenden Karstwässer sind ein überaus gleichmäßiger Abfluß über wenige Grundwasserquellen und eine ausgezeichnete Wasserqualität die hervorragenden Eigenschaften dieser Wasservorkommen.

Quartärgeologisch gesehen ist vor allem von Interesse, wie bei so kleinen Gletschern ein so auffallend starker Tiefenschurf möglich wurde, bzw. wie und wann die Auffüllung der glazialen Becken erfolgte. Dazu erscheinen folgende Punkte beachtenswert:

- 1) Die von den 1300 bis 2000 m hoch gelegenen, weitflächigen Nährgebieten steil in die voreiszeitlichen Talanlagen abstürzenden Gletscher waren in ihrer Schurfkraft durch kein Eisstromnetz behindert.
- 2) Die Richtung der übertieften Talabschnitte zeigt weitgehende Übereinstimmung mit dem Maximum der Kluftrichtungen wie auch tektonischen Schwächezonen.

- 3) Der glaziale Tiefenschurf erreichte sowohl in die Tiefe als auch nach der Breite sein Maximum jeweils im Bereiche der weicheren und weniger widerstandsfähigen Werfener Schiefer. In den kalkalpinen Anteilen, wo der glaziale Tiefenschurf vor allem auf einer Lockerung des Gefügeverbandes an der Talbasis beruht, erfolgt der Durchbruch der Gletscher hingegen in engen, steilwandigen Schluchten.
- 4) Die maximale, in die Rißeiszeit zu setzende Ausdehnung der Gletscher ist oft nur mehr aus der über die würmeiszeitlichen Moränen hinausreichende Talübertiefung erkennbar. Das würmeiszeitliche Zungenbecken ist teilweise rinnenartig in die Seesedimente und Talverschüttungen des rißeiszeitlichen Zungenbeckens eingesenkt.
- 5) Die Auffüllung der glazialen Becken erfolgte mit Rückzug des Eises zunächst in stehende Gewässer. Daher überwiegen im Liegenden feinklastische, teils stark bindige Seesedimente, welche gegen das Hangende zunehmend gröber und durchlässiger werden. Erst in Höhe der Beckenschwelle, also im dauernd von Grundwasser durchströmten Bereich, überwiegen gut durchlässige Kiese. Allerdings können auch diese rinnenförmig in Seesedimente eingesenkt sein, wie sich überhaupt je nach Intensität und Zusammensetzung der Schuttzufuhr auch bis in größere Tiefen ein sehr differenziertes Bild der Untergrundverhältnisse ergibt.

Wenngleich die mit großer Beständigkeit 300 bis 2000 l/s schüttenden Grundwasserquellen zu großen Hoffnungen Anlaß geben, sind daher vor Erschließung dieser Speicher eingehende Voruntersuchungen notwendig, da nahezu jedes Tal andere Charakteristika aufweist. Zur Zeit sind im Ilgenertal bereits die ersten Erschließungsarbeiten an einem dieser Vorkommen im Gange. Dabei wird ein über die Zeitdauer eines Jahres festgesetzter Dauerpumpversuch zeigen, wieweit die in dieses Gebiet gesetzten Hoffnungen gerechtfertigt sind.



## ERLÄUTERUNGEN ZUR EXKURSION LEOPOLDSTEINERSEE - SEEAU

Das Gebiet der Seeau nördlich Eisenerz ist durch den Leopoldsteinersee und seine landschaftliche Schönheit weit über die Grenzen des Landes bekannt. Wie viele der schönsten Teile Österreichs, verdankt auch dieses Gebiet seinen besonderen Reiz der eiszeitlichen Formgebung.

In vieler Hinsicht entspricht es den eingangs angeführten Merkmalen der Hochschwabtäler, wenn sich das Tal im Bereich der Werfener Schiefer zu einem 4.5 km langen und ca. 500 m breiten, immerhin gut 160 m übertieften Becken weitet und über starke Grundwasserquellen verfügt. Andererseits weist es auch Eigenheiten auf, wenn der Grundwasserstrom nur zum Teil von unterirdischen Karstwasserzutritten, in hohem Maße jedoch von versitzenden Oberflächengewässern gespeist wird. Diese entstammen starken Karstquellen, deren Einzugsgebiet sich über die Fowies bis weit in das sich zwischen Pfaffenstein und Sonnschienalm ausdehnende Plateau hinein erstreckt und somit der Hauptmulde angehört.

In der Folge seien einige der im Rahmen der Exkursion berührten Standpunkte kurz beschrieben:

1) *Münichtal*: Die ersten sekundären Einflüsse der Vereisung werden bereits im Erzbachtal, noch vor Erreichen der Abzweigung zum Leopoldsteinersee, deutlich, wo an der östlichen Talseite bis 60 m über die Talsohle reichende Reste konglomerierter Diluvialschotter anstehen. Stellenweise ist deutlich eine diskordante Schichtung erkennbar, die Gesteine sind für das Einzugsgebiet des Erzbaches typisch. E.SPENGLER 1926/27 deutet diese als Deltabildung in einen Stausee, der durch eine Absperrung des Erzbachtales durch den aus dem Seebachtal vordringenden Gletscher entstanden ist.

2) *Schloß Leopoldstein - Leopoldsteinersee*: Nördlich des Schlosses wird das Tal der Seeau bzw. der Leopoldsteinersee durch eine prächtig erhaltene Folge von würmeiszeitlichen Moränenwällen abgeschlossen. Infolge der durch das Seebecken geminderten Erosionskraft ist diese wasserstauende Barriere noch nicht zerschnitten. Der Leopoldsteinersee stellt den letzten Rest eines ursprünglich 1.7 km<sup>2</sup> umfassenden, heute bereits großteils wieder aufgefüllten Seebeckens dar. Von Oberflächenwässern wird er nur bei Hochwasserführung erreicht, sonst wird er von ober- wie auch unterirdischen Grundwasserzutritten gespeist. Diese erreichen 600 bis 6000 l/s.

3) *Untersuchungsbohrungen Seeau*: Eine ca. 800 m östlich des Leopoldsteinersees niedergebrachte Untersuchungsbohrung erreichte in 160 m Tiefe Werfener Schiefer.

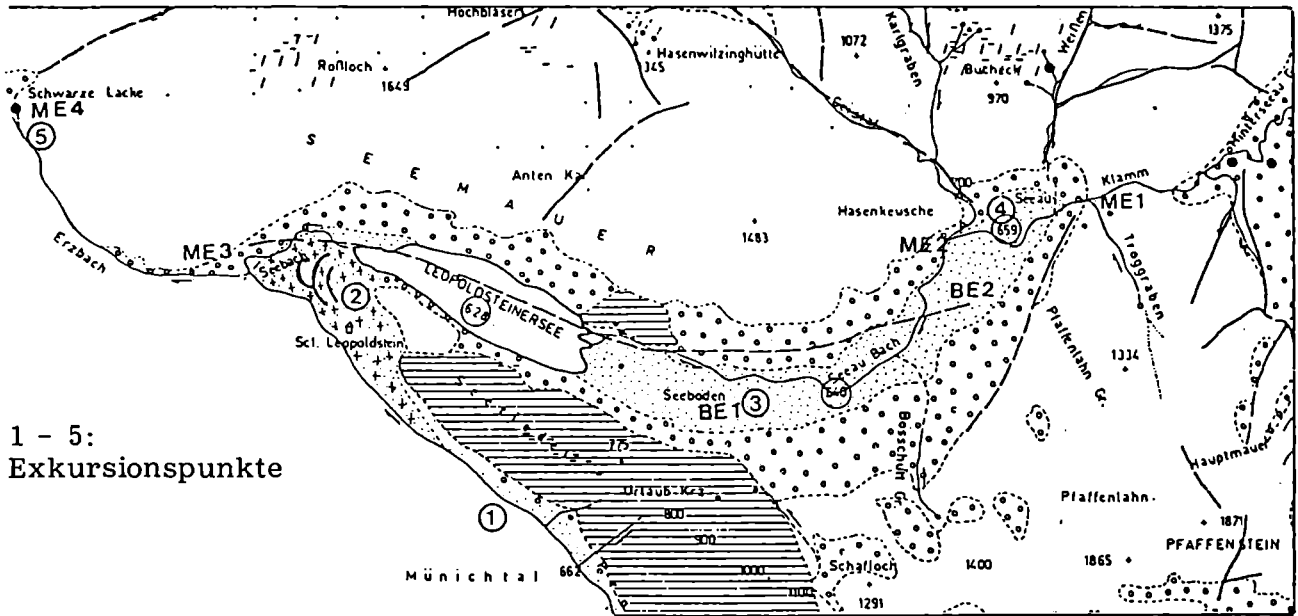
Das Bohrprofil zeigt bis 42 m gut durchlässige Schotter, von 42 bis 55 m schluffige Seeablagerungen mit Holzresten, bis zum Anstehenden folgen wechselnd grob- und feinklastische Schichten, welche zum überwiegenden Teil wasserführend sind. Eine Bestimmung der Holzreste ergab, daß es sich um Fichtenholz mit einem Alter von  $11700 \pm 450$  Jahren handelt (Alleröd), was bedeutet, daß seit dem Spätglazial eine Aufschotterung des Tales um gut 40 m erfolgte. Ein Pumpversuch an einer bis 42 m Tiefe niedergebrachten Untersuchungsbohrung ergab bei einer Förderung von 180 l/s eine Absenkung von nur 1.5 m. Der Grundwasserspiegel liegt zwischen 3 und 12 m unter Gelände. Eine ca. 1 km talein niedergebrachte Untersuchungsbohrung erreichte in 153 m stark klüftigen Kalk. Ein hoher Anteil an Werfener Schiefen in den basisnahen Schichten zeigt, daß diese noch weiter talein reichen. Das Bohrprofil zeigt ab 120 m überwiegend feinklastische Sedimente.

4) Im *Talschluß der Seeau* ist der Gegensatz zwischen der beckenartigen Weitung des Tales im Bereich der Werfener Schiefer und dem schluchtartigen Durchbruch durch die Kalke besonders deutlich erkennbar. Tal aus zeigt sich der Gegensatz zwischen den eiszeitlich übersteilten Kalkwänden der Seemauer und den sanften Formen der südlich anstehenden Werfener Schiefer.

5) *Abflußmeßstationen* in der Klamm (ME1), der Seeau (ME2) und westlich des Leopoldsteinersees (ME3), sowie eine *Niederschlagstation* in der Seeau bieten die Grundlagen zur Erfassung des Wasserhaushaltes. Die Ganglinien der beiden ersten Stationen zeigen deutlich den Einfluß der Karstquellen und die Verluste in das Grundwasser (150 bis 300 l/s auf 700 m). Beim Ausfluß aus dem Leopoldsteinersee zeigt sich die ausgleichende Wirkung des Grundwasserspeichers und die Zunahme durch unterirdisch zutretende Karstwässer in der Größenordnung von 300 bis 700 l/s.

6) Das am Erzbach gelegene *Wassermannsloch* (auch *Schwarze Lacke* genannt) ist das typische Beispiel einer Karstquelle. Die aus einer Höhle austretende Quelle reagiert binnen weniger Stunden auf Niederschläge und Schneeschmelze. Die Schüttung schwankt zwischen 140 und 7000 l/s. Aus diesem Vergleich werden die Vorteile der eiszeitlichen Becken mit ihren Millionen an Kubikmetern fassenden Grundwasserspeichern besonders deutlich.

Anschrift des Autors: ROBR.Dr. Ernst FABIANI  
Amt der Steiermärkischen Landesregierung,  
Landesbaudirektion, FA IIIa, Flußbau und Hydrographie  
Wartingergasse 43, A-8010 Graz



1 - 5:  
Exkursionspunkte

LEGENDE

Gebiete mit wasserstauenden Ablagerungen



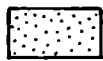
Werfener Schiefer

Verkarstungsfähige Gesteine

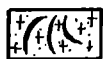


Kalke und Dolomite  
des Mesozoikums

Gebiete mit teilweiser Grundwasserführung

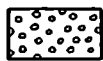


fluviatile Sedimente,  
Talfüllungen

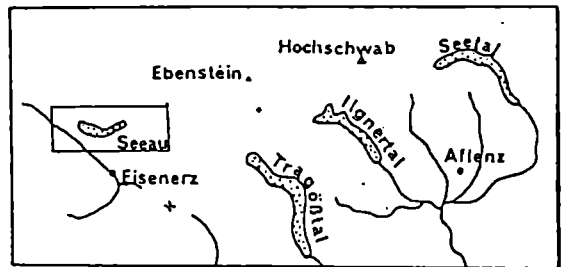


Moräne

Gebiete mit rascher Wasseraufnahme- und  
abgabefähigkeit



rezente Schutthalden,  
Bergsturzmassen



Lageskizze

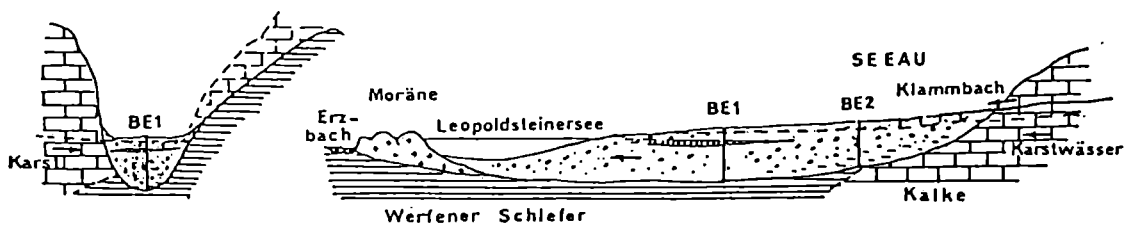


Abb.1: Hydrogeologische Karte des Gebietes Leopoldsteinersee - Seau.

ERLÄUTERUNGEN ZUM FORSCHUNGSPROJEKT  
ÜBER DIE WASSERHÖFFIGKEIT  
DER EISENERZER ALPEN

H. ZOJER

Die Eisenerzer Alpen mit den südlichen Gesäusebergen bilden infolge ihrer Abgrenzung durch Tallandschaften eine naturräumliche Einheit. Ihren geologischen Aufbau bilden zwei alpine Großzonen, die Nördlichen Kalkalpen und die Nördliche Grauwackenzone. Die dem Oberostalpin angehörenden Baueinheiten werden durch die Linie Admont - Lichtmeßbach - Kaiserau - Mödlingerhütte - Johnsbachtal - Neuburgsattel - Radmertal - Finstergraben - Radmerhals - Ramsautal - Eisenerz voneinander abgegrenzt. Einen generellen geologischen Überblick bietet eine abgedeckte geologische Skizze (aus K.METZ 1966). Mit dieser Darstellung sind auch die hydrogeologischen Großeinheiten weitgehend gegeben.

Grundlage jeder die Wasserhöffigkeit eines Gebietes betreffenden Untersuchung ist eine genaue hydrogeologische Kartierung, die u.a. auch die Messung leicht erfaßbarer Parameter miteinschließen soll (z.B. Temperatur, elektrische Leitfähigkeit). Wegen der Größe des Untersuchungsgebietes (mehr als 600 km<sup>2</sup>) beschränkten sich die Kartierungsarbeiten auf die wasserwirtschaftlich relevanten Bereiche: Johnsbach, Hartelsgraben, Radmerbach, Ramsaubach, Krumpenbach, Gößbach, Waaggraben und die Kaiserau.

Die Auswahl der Kartierungsgebiete richtete sich nach umfangreichen Abflußmessungen in insgesamt 75 Teileinzugsgebieten, im Anschluß daran wurde die Abflußspende nach rein orographischen Gesichtspunkten berechnet. Dies ist zwar nur dann zulässig, wenn orographisches und tatsächliches Einzugsgebiet nahezu identisch ist, ergab aber auf der anderen Seite erste Hinweise auf die unterirdische Entwässerungsrichtung in einzelnen Bereichen. In Gebieten mit übereinstimmenden Einzugsbereichen (orographisch und unterirdisch) läßt sich die Abflußspende zur mittleren Höhe des Teileinzugsgebietes in Relation setzen. In Bereichen mit vorwiegend oberirdischem Abfluß, z.B. in den Grauwackenschiefen, ergibt dies eine für

ein größeres Einzugsgebiet repräsentative Abflußspendenlinie, deren Steigung ein Maß für die Zunahme der Spende mit der Höhe ist. In den meisten Teileinzugsgebieten ist aber diese lineare Beziehung mittlere Höhe zu Abflußspende nicht gegeben, da der geologische Aufbau sehr differenziert ist. In den verkarsteten Gebieten kommt es sogar zu einer völligen Umdrehung der Abflußspendenlinien, da in den höhergelegenen Bereichen ein Großteil der Niederschlagsmengen versickert und die tieferliegenden Einzugsgebiete durch sehr hohe Zuwachsraten gekennzeichnet sind. Ein derartiges Extrembeispiel ist der Hartelsgraben, für dessen unterste orographische Einzugsfläche eine Abflußspende von  $182 \text{ l/s.km}^2$  berechnet wurde.

Als Mischtypus sei das Johnsbachtal angeführt. Während im untersten Teileinzugsgebiet kein Abflußspendenzuwachs zu verzeichnen ist, liegen im Höhenbereich zwischen 1170 und 1460 m die Spenden bei etwa  $20 \text{ l/s.km}^2$ . In den obersten Bereichen biegt sich die (theoretische) Abflußspendenlinie wieder gegen 0 zurück, ein deutlicher Hinweis, daß hier größere Mengen im Untergrund versickern, daß die orographischen Abgrenzungen keineswegs stimmen und Gesteine mit sehr unterschiedlichen Retentionsfähigkeiten vorliegen.

Geht man davon aus, daß im alpinen Gebiet die Quellen zum größten Teil perennierend fließen, stellt die Quelldichte einen guten Einblick in die Verteilung der Wasseraustritte im untersuchten Raum dar, wobei sich vor allem die geologischen Eigenheiten in bezug auf ihre Wasserwegigkeit abzeichnen. So ist deutlich, daß sich die größte Quelldichte dort einstellt, wo eine tieferreichende Durchströmung des Gebirges behindert wird, wie etwa in den paläozoischen Grauwackenschiefern und triadischen Werfener Schichten, die im südwestlichen Johnsbach- und oberen Radmertal sowie im Ramsautal unmittelbar südwestlich von Eisenerz verbreitet sind. Demgegenüber sind die Karbonatgesteine sehr quellenarm, doch treten an ihrer Grenze zu minder wasserdurchlässigen Gesteinen oder an der Erosionsbasis der sie an- oder durchschneidenden Täler oft große Quellen aus, deren Schüttung  $100 \text{ l/s}$  übersteigen kann:

- z.B. Quelle Johnsbach
- Quelle Waaggraben
- Quelle Kalte Fölz
- Quellen Hartelsgraben

Während die Quellaufnahme nur einen ersten groben Überblick über die hydrogeologischen Verhältnisse ermöglicht, ist eine genauere Kenntnis der Abflußvorgänge im Gestein, Speicherbedingungen, Verweildauer der Wässer im Untergrund, hydrochemischen Eigenschaften der Wässer und deren zeitliche Änderung und letztlich

eine Quantifizierung der vorhandenen Wasserreserven nur auf Grund einer langfristigen Dauerbeobachtung möglich. Diese Datensammlung, die einen Hauptschwerpunkt im Anschluß an die hydrogeologische Kartierung darstellt, läßt sich in zwei Teilbereiche untergliedern:

- a) hydrometeorologische Parameter: Niederschlagshöhe, Lufttemperatur, Isotopengehalt im Niederschlag; dazu gehört u.a. die Aushebung der Stationsdaten des Hydrographischen Dienstes und die Betreuung und Wartung der eigenen Stationen.
- b) hydrogeologisch-hydrologische Parameter: kontinuierliche Erfassung des Abflusses an den Pegelstellen, Abflußmessungen in ausgewählten Teileinzugsgebieten, Beprobung für hydrochemische und isotopehydrologische Untersuchungen von ausgewählten Quellwässern; an den Pegelstationen Gößbach, Ramsaubach, Kalte Radmer-, Stubbach, Hartelsgraben und Johnsbach werden monatlich im Zuge des Streifenwechsels Abflußmessungen durchgeführt, um für die Pegelprofile Schlüsselkurven zu erstellen bzw. Verschiebungen bestehender Schlüsselkurven sofort erfassen zu können.

Die Auswertung der Wasserstandsganglinien auf den Monatsschreibstreifen erfolgte mittels eines eigens zu diesem Zweck von F.GRAF entwickelten Programmes auf der Rechenanlage des Institutes für Digitale Bildverarbeitung und Graphik, Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz.

Die Auswertung und Interpretation der so erstellten Abflußdaten ermöglicht über einen längeren Zeitraum die Erstellung von Wasserbilanzen, Ermittlung des Grundwasservorrates und der -neubildungsrate und in Verbindung mit Abflußmessungen in Teileinzugsgebieten Rückschlüsse auf Lage und Größe der tatsächlichen Einzugsgebiete, auf das Speicherverhalten der verschiedenen Gesteinskomplexe, etc.. Für eine genauere Auswertung ist der bisherige Beobachtungszeitraum noch zu kurz, es konnten aber trotzdem bereits erste richtungsweisende Ergebnisse gewonnen werden.

Im Falle des Radmerbaches soll durch Differenzbildung zwischen den beiden Pegeln eine genauere Quantifizierung des im Verhältnis zum orographischen Einzugsgebiet hohen Abflußzuwachses ermöglicht werden. Die Auswertung des Abflußjahres 1982 brachte hier interessante Resultate: Der Zuwachs betrug im Jahresmittel (MQ)  $1,05 \text{ m}^3/\text{s}$ , was in keinem Fall durch die beiden einzigen oberirdischen Zuflüsse Krautgraben und Weißenbach erklärbar ist. Auf Grund von Trockenwetterabflußmessungen zwischen beiden Pegeln konnte die Lokalität der Wasserzutritte auf den

Raum zwischen Mündung Krautgrabenbach und Pegel Radmerbach eingeengt werden. Eine Begehung bei extremerem Niederwasser ermöglichte ihre Identifizierung als Porengrundwasser aus dem Murenkegel des Krautgrabens und der östlichen Schotterterrasse. Auf Grund der Lage knapp über dem Bachniveau ist der Großteil der Zutritte bereits bei etwas höherem Niedrigwasserabfluß des Radmerbaches nicht mehr sichtbar. Eine genaue Quantifizierung wird erst nach wiederholten Abflußmessungen möglich sein.

Die Analyse der Abflußdauerlinien und die mathematische Charakterisierung des Trockenwetterabflusses durch die MAILLET'sche Grundwasserauslauffunktion (Austrocknungskoeffizient  $\alpha$ ) ermöglichte für die Pegelstellen einerseits eine Komponententrennung der Ganglinien in ober- und unterirdischen Abfluß und andererseits erste Rückschlüsse auf das Speicherverhalten der Gesteinskomplexe in ihren Einzugsgebieten und eine erste Abschätzung des Grundwasservorrats.

Bei Betrachtung der errechneten Werte zeigt sich deutlich das unterschiedliche Speichervermögen in den Einzugsgebieten. Die günstigsten Speicherbedingungen (niedrigster  $\alpha$ -Wert) herrschen im Einzugsgebiet des Ramsaubaches vor. Das äußert sich auch in den stark erhöhten Abflußspenden ( $M_q$  und  $M_oM_Nq$ ), die nicht allein durch den kürzeren Beobachtungszeitraum (April bis Dezember 1982) zu erklären sind. Trotz des relativ kleinen orographischen Einzugsgebietes ( $26,8 \text{ km}^2$ ) errechnet sich der größte Grundwasservorrat mit  $6,81 \text{ Mio. m}^3$ , das entspricht einer unterirdischen Abflußhöhe von  $254 \text{ mm}$ . Diese Werte sind zwar nicht direkt mit den anderen vollständigen Jahresreihen vergleichbar, weisen aber doch eindeutig auf den in den mächtigen Lockersedimenten oberhalb der Klamm gespeicherten Grundwasserkörper hin, dessen Wasser im Klambereich in den Bach austreten. Der deutliche Zuwachs zwischen dem Ramsaubach oberhalb der Klamm und der Pegelstelle konnte auch bereits durch Abflußmessungen bestätigt werden.

Interessant sind die zu anderen vergleichbaren Gebieten relativ flach abfallenden Trockenwetterlinien der übrigen Einzugsgebiete. Der Stub- und Gößbach entwässern in der Hauptsache weniger speicherwirksame Gesteine der Grauwackenzone, der niedrige  $\alpha$ -Wert dürfte durch Lockersedimente der Talfüllung bedingt sein, im Einzugsgebiet des Gößbaches könnten allerdings auch die paläozoischen Kalke durch eine gewisse Speicherfähigkeit gekennzeichnet sein. Die Abflußspenden sind am Pegel Gößbach auf Grund der Leeseitigkeit des Einzugsgebietes in bezug auf die häufig wirksamen Nordstaulagen der Niederschläge etwas niedriger.

Beim Pegel Radmerbach sind die dem Stubbach sehr ähnlichen  $\alpha$ -Werte trotz des im unteren Teil wahrscheinlich großlumig verkarsteten Einzugsgebietes relativ niedrig. Der Hauptgrund dafür dürfte in den porengrundwasserführenden Lockersedimenten im untersten Teil und, wie der Speicherkoeffizient der Kalten Fölz zeigt, möglicherweise in geringer verkarsteten, speicherfähigeren Teilblöcken im Dachsteinkalk zu suchen sein. Die erhöhten Abflußspenden und der im Vergleich zum Stubbach größere Grundwasservorrat (54 mm = Stubbach + Radmerbach) weisen auf ein größeres unterirdisches Einzugsgebiet hin. Die Frage, welche Bereiche durch die im unteren Radmertal zutretenden Wässer entwässert werden, wird erst durch nähere Untersuchungen und durch Messungen in einem längeren Beobachtungszeitraum zu klären sein.

Auch im Falle der Karstquelle Kalte Fölz ist das orographische Einzugsgebiet von 4,1 km<sup>2</sup> im Vergleich zu den hohen Abflußspenden und der hohen gespeicherten Grundwassermenge viel zu klein. Auf Grund ihres für ein verkarstetes Gebiet überraschend niedrigen, wahrscheinlich durch geringer verkarstete Teilblöcke bedingten  $\alpha$ -Wertes (flacher Abfall der Auslaufkurve) und des hohen Wasserdargebots (MQ = 412 l/s) ist die Quellgruppe vom wasserwirtschaftlichen Standpunkt äußerst interessant.

Mit einer Ausgliederung von Teilbereichen, die auf Grund nennenswerter unterirdischer Wasservorkommen von hohem volkswirtschaftlichem Interesse sind, beginnt die Umsetzung methodisch erarbeiteter Schlüsse in praxisbezogene Aussagen:

Quellen (Johnsbach, Hartelsgraben, Kalte Fölz, Gößbach)

- Größe und Lage des Einzugsgebietes
- Kenntnis der unterirdischen Wasserspeicherung zu verschiedenen hydrologischen Bedingungen (z.B. bei Trockenwetter)
- Möglichkeiten der Wasserentnahme ohne Überbeanspruchung des Aquifers
- Schutz der Quelle vor Verschmutzungen

Grundwasser in den Tälern (Johnsbach, Radmerbach, Ramsaubach, Gößbach)

- Abgrenzung des Einzugsgebietes (Infiltration in den Tallogen und Anreicherung von den Talflanken)
- Erfassung der Speicherfähigkeit des Untergrundes
- Nutzungsmöglichkeiten
- Qualitativer Grundwasserschutz



Das Projekt wird im Rahmen der Bund-Bundesländerkooperation durch die Forschungsgesellschaft Joanneum, Graz, durchgeführt. Die Ausarbeitung der Studie obliegt dem Institut für Geothermie und Hydrogeologie der FGJ, wobei innerhalb des Institutes im besonderen noch R.BENISCHKE und T.HARUM mit den Untersuchungen beschäftigt sind.

Anschrift des Autors: Univ. Doz. Dr. Hans ZOJER  
Forschungsgesellschaft Joanneum  
Institut für Geothermie und Hydrogeologie  
Elisabethstraße 16, A-8010 Graz

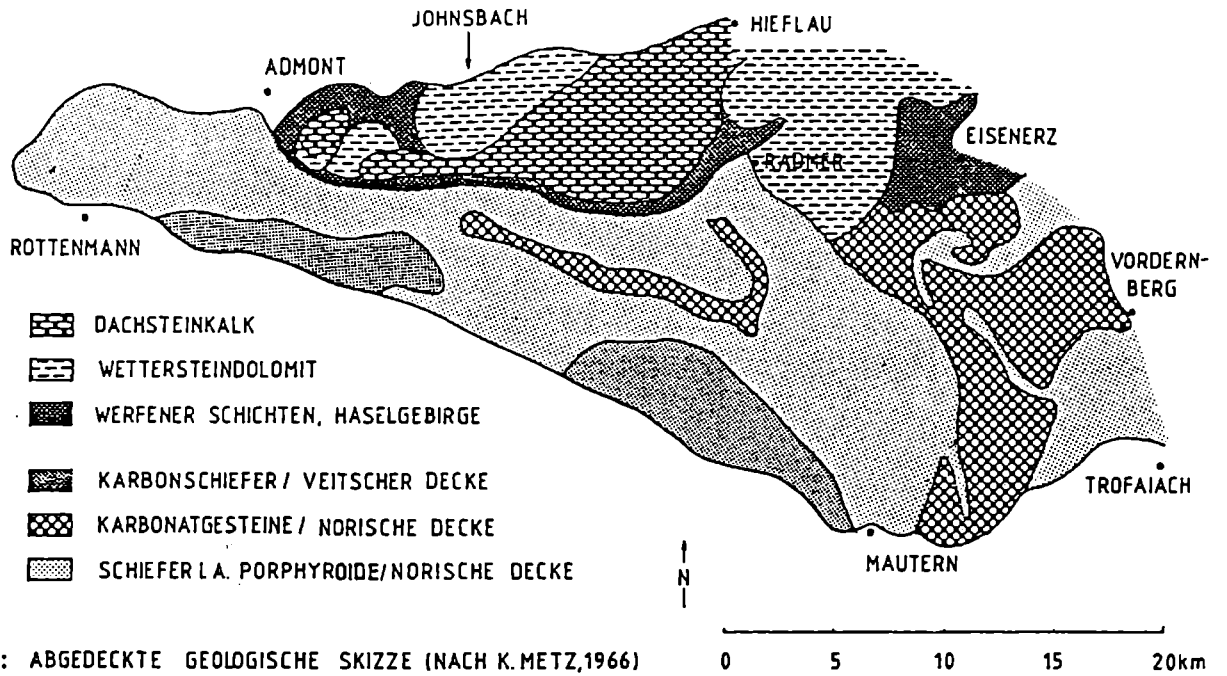


Abb. 1: ABGEDECKTE GEOLOGISCHE SKIZZE (NACH K. METZ, 1966)  
DER EISENERZER ALPEN UND DER SÜDL. GESÄUSEBERGE

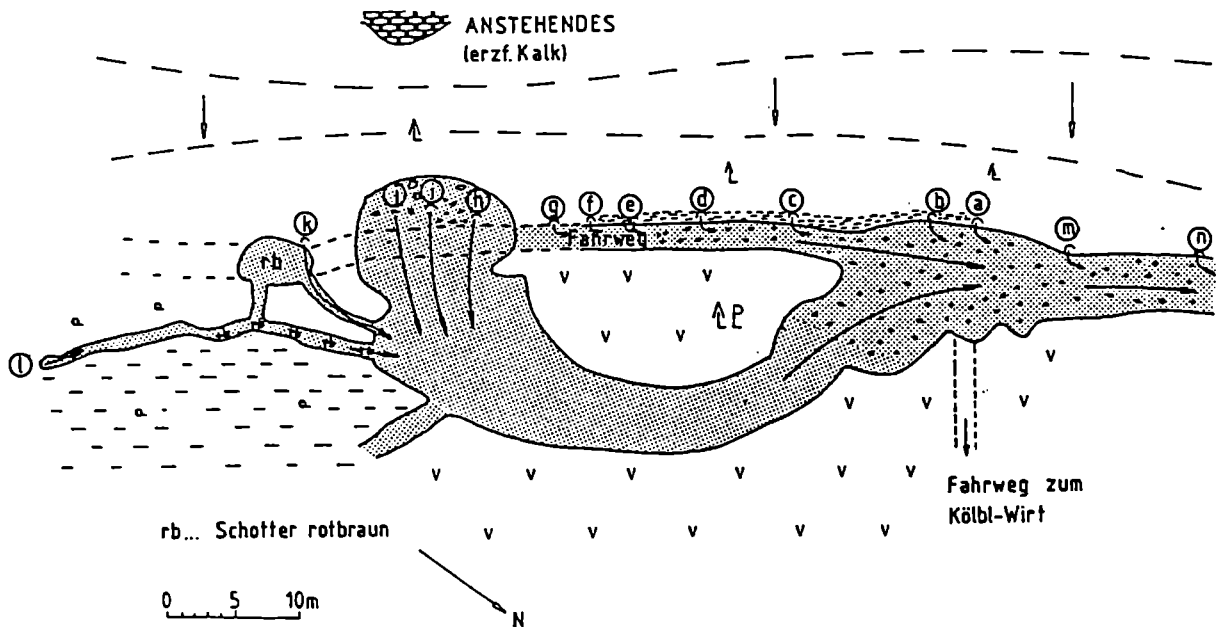


Abb. 2: SKIZZE DER QUELLAUSRITTE 533/1 (F. GRAF)  
BEI JOHNSBACH

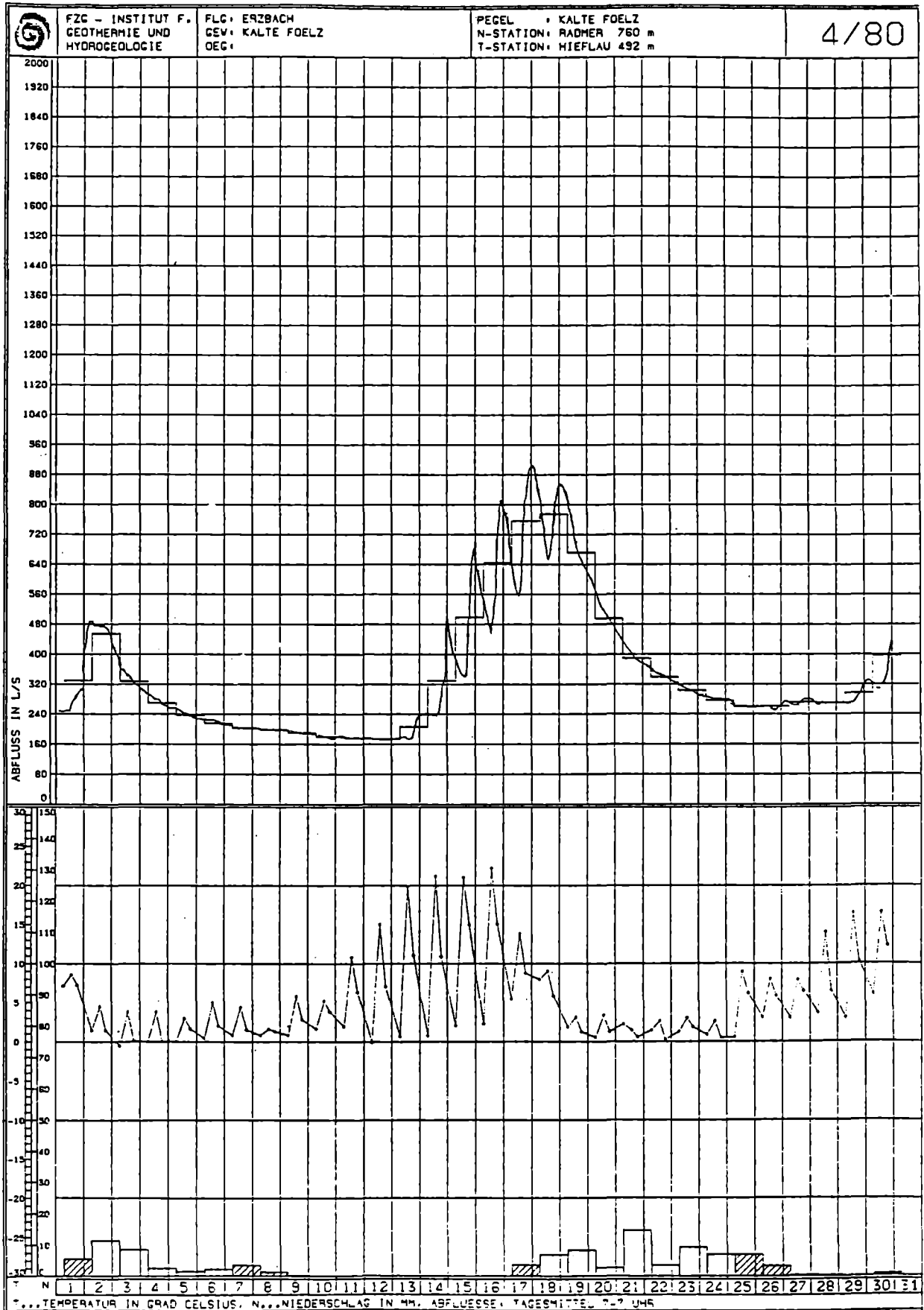


Abb. 3

2.Exkursionstag am 1.10.1984

H.P.SCHÖNLAUB: Paläozoikum der Umgebung von Eisenerz:  
Exkursion in das Altpaläozoikum am Polster bei Eisenerz  
Exkursion auf den Erzberg

K.DIEBER: Steirischer Erzberg - Montangeologische Bemerkungen

**EXKURSIONSRUTE:**

Eisenerz - Präbichl - Gerichtsgraben - Knappensteig - Leobner Hütte -  
Polstergipfel - Präbichl - Eisenerz (Mittagessen) - Erzberg - Eisenerz

## PALÄOZOIKUM DER UMGEBUNG VON EISENERZ

H.P. SCHÖNLAUB

### 1. EXKURSION IN DAS ALTPALÄOZOIKUM AM POLSTER BEI EISENERZ

#### EINLEITUNG

Das geologische Profil des Polster bei Eisenerz (Abb.1) gilt als Standardprofil für den Steirischen Teil der Grauwackenzone. Es reicht von biostratigraphisch belegtem Oberordoviz bis in das mittlere Unterdevon. Dieses variszisch gefaltete Altpaläozoikum wird transgressiv von den klastischen Präbichlschichten des Oberperms überlagert. Darüber folgt die Trias-Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen.

#### EXKURSIONSRUTE:

Präbichl - Gerichtsgraben - Knappensteig - Leobner Hütte - Polstergipfel - Präbichl

*Haltepunkt 1* - Forstweg westlich Präbichl, Höhe 1220 m

Die Exkursion beginnt in der Unterlage des Blasseneck-Porphyroids, der sogenannten "Gerichtsgraben-Gruppe". Sie besteht aus plattigen Sandsteinen, sandigen glimmerreichen Schiefen und Grauwacken mit einer Mächtigkeit von mehr als 300 m. Im oberen Teil schalten sich darin mehrere Karbonatlinsen ein, deren oberste eine relativ reiche Conodontenfauna des jüngeren Ordoviz geliefert hat. Dies ist in der Umgebung von Eisenerz bisher der einzige Fossilnachweis aus der Unterlage des Porphyroids.

Die Kalke, die wir besichtigen werden, sind etwa 12 m mächtig, verwittern grau-gelblich und zeigen einen hellgrauen Bruch. Nach dem Erhaltungszustand der Conodontenfauna zu schließen, sind sie beträchtlich metamorph. Unregelmäßig sind sie von Serizithäutchen durchzogen, nur wenig geschiefert bzw. in Linsen zerlegt. Makrofossilien fehlen generell. Im Dünnschliff kommt die Sammelkristallisation klar zum Ausdruck, ebenso die Überprägung durch Stylolithen; nicht selten findet sich als Beimengung gerundeter Quarzdetritus.

Das Vorkommen liegt nur wenige Meter unter der Basis des Blasseneck-Porphyrroids. Zwischen ihm und den erwähnten Kalken liegen Schiefer, die als "Untere Schiefer" bezeichnet werden und ebenfalls zur Gerichtsgraben-Gruppe gehören.

Die vorliegende Conodontenfauna stuft die obersten Kalke in die *Amorphognathus ordovicicus*-Zone des Ordoviz ein; nach der britischen Gliederung vermuten wir dafür ein Alter an der Caradoc/Ashgill-Grenze oder im älteren Ashgill. Ein zeitgleicher Vulkanismus ist von vielen anderen Stellen des mediterranen Ordoviz bekannt.

*Haltepunkt 2* - gleiche Forststraße, alter Steinbruch

Hier befinden wir uns nur wenige Meter über der Untergrenze des Blasseneck-Porphyrroids, des Leitgesteins für die Grauwackenzone. Am Polster-Südhang erreicht dieses Gestein eine Mächtigkeit von etwa 400 m. Nach H.HEINISCH gehört es zum Typus der rekristallisierten und mehr oder weniger verschieferten Porphyroide, die ein granoblastisches Quarz/Albit-Pflastergefüge mit 0,8 - 1,2 mm großen Quarz- und Feldspateinsprenglingen zeigen. Das vormetamorphe Ausgangsgestein war vermutlich ein kristallreicher Ignimbrit mit einem Alkalirhyolith-Chemismus.

Der Porphyroid am Polster wie am Erzberg stellt im Vergleich mit anderen Vorkommen eine Sonderform dar: Im Chemismus besteht hier eine Rhyodazit-Dazit-Vormacht mit hohen Gehalten an Fe, K und Ca. Außerdem ist lokal eine starke Calcium-Metasomatose mit nahezu vollständigem Ersatz der silikatischen Matrix durch Karbonate zu beobachten. Dies läßt den Schluß auf Stoffaustauschvorgänge bei oder nach der Bildung der Lagerstätte zu.

Etwa im Mittelteil des Porphyroids schalten sich auf der Südseite des Polster graue bis dunkelgrüne Schiefer zwischen dem Vulkanit ein. Ihre Mächtigkeit ist in der Regel unter 50 m, lokal allerdings bis 80 m.

Der Blasseneck-Porphyrroid gehört auf Grund der Conodonten aus seiner Unterlage wie auch aus den überlagernden Schichten in die *Amorphognathus ordovicicus*-Zone des jüngeren Ordoviz. Wir vermuten danach ein Alter im älteren Ashgill.

*Haltepunkt 3* - Knappensteig östlich des Polsterkars

Am Steig liegen mürbe, leicht verwitterte Polsterquarzite, die aus der Auflage des Blasseneck-Porphyrroids stammen. Von hier wurden die ersten Makrofossilien,

wie Bryozoen, Brachiopoden und Cystoideen gemeldet. Der Erhaltungszustand ist allerdings so schlecht, daß keine systematische Zuordnung zu bestimmten Taxa möglich ist.

Die Polsterquarzite sind max. 60-80 m mächtige, graue bis graubräunliche und meist sehr kompakte, grob oder undeutlich gebankte Sandsteine mit einem hohen Anteil von überwiegend monokristallinen undulösen Quarzkörnern. Basal dominieren Arenite mit Korngrößen bis zu 2 mm, der obere Teil sind hingegen feinkörnige Quarzwacken mit Korngrößen unter 0,5 mm. In einem mehrere Meter breiten Übergang gehen sie in die hangenden Cystoideenkalke über.

Das Schwermineralspektrum der Polsterquarzite ist einheitlich: es überwiegen Zirkon, Turmalin und Rutil, weniger häufig sind Apatit, Brookit-Leukoxen, Titanit, Anatas, Hornblende, Granat, Disthen, Staurolith, Chloritoid und Orthit (K.STATTEGGER).

Faziell werden die Polsterquarzite von K.STATTEGGER als Transgressionsbildung über dem Blasseneck-Porphyröid gedeutet, ohne jedoch von diesem als Sedimentlieferant stärker beeinflußt zu sein. Die basalen Quarzarenite sprechen für hochenergetische Strandsande, die feinkörnigen Quarzwacken für ein flach-marines energieärmeres Milieu. Die zuoberst liegenden Kalksandsteine beenden die klastische Entwicklung und leiten zur reinen Kalkfazies über.

Die hangenden Cystoideenkalke, die in einem Aufschluß ca. 30 m über dem Weg besucht werden, sind max. 15 m mächtig. Es sind hellgraue bis rosa gefleckte, undeutlich gebankte und schwach geflaserte, sehr reine Spatkalke. Sie führen reichlich Schutt von Cystoideen, ja örtlich sogar vollständige Theken. Conodonten aus diesen Kalken sind recht häufig und überraschend gut erhalten. Danach gehört dieses Schichtglied ebenfalls in die Ashgill-Stufe des jüngeren Ordoviz.

Über den Cystoideenkalken folgen nach einer Schiefer-Zwischenschaltung Kalke des ältesten Silurs. Auf der Südseite des Polster ist hingegen der Kontakt zwischen Porphyroid und seiner Auflage tektonisch überprägt.

Nach Conodonten gehört die Basis der Kalke in das ältere Llandovery. Jüngere Anteile sind bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

#### *Haltepunkt 4 - Knappensteig westlich Leobner Hütte*

Hier werden die unterdevonischen Polsterkalke besichtigt, die auf der Ostseite des Polster über obersilurischen Orthocerenkalken folgen und eine Dreigliederung in Untere Polsterkalke, Crinoiden-Stromatoporen-Horizont und Obere Polsterkalke erlauben. Nach den wenigen und schlecht erhaltenen Conodonten ist ein mittleres Unterdevon-Alter (Prag-Stufe) am wahrscheinlichsten.

Die hier besuchten Oberen Polsterkalke sind über 50 m mächtig; es sind helle und rosa bis violette Flaser- bis Bänderkalke, die örtlich Schutt von Crinoiden und Stromatoporen führen.

Diskordant liegt über den Polsterkalken das bis 100 m mächtige Präbichlkonglomerat. Darüber folgen die eigentlichen Präbichlschichten mit Sandsteinen, violetten Schiefen und quarzreichen Brekzien. Nach D.SOMMER ist das Präbichlkonglomerat bei der Leobner Hütte ein 20-25 m mächtiges Kalkkonglomerat, das insbesondere in der Umgebung der Hütte vererzte Gerölle, wie Ankerit und Siderit führt. Darüber folgt eine über 20 m mächtige Wechselfolge von Quarzkonglomeratlinsen und violetten Tonschiefern, die in eine mindestens 50 m mächtige Sandstein- und Tonschieferfolge überleitet.

Der Übergang zwischen Präbichlschichten und Werfener Schichten ist graduell, eine exakte Grenzziehung daher nicht genau anzugeben.

#### *Haltepunkt 5 - Polster-Gipfel*

Der Polstergipfel wird von gut gebankten Oberen Polsterkalken aufgebaut; es dominieren hellgraue Flaser-Bänderkalke.

#### *Haltepunkt 6 - Bergstation*

In der Umgebung der Bergstation des Sesselliftes sind vor allem die Crinoiden-Stromatoporen-Schuttkalke verbreitet, die sich zwischen Unteren und Oberen Polsterkalken zwischenschalten. Trotz der herrschenden relativ hohen Metamorphose sind Fossilfragmente gut sichtbar.

Der Abstieg trifft wiederum auf den Knappensteig und führt zurück zum Präbichl.



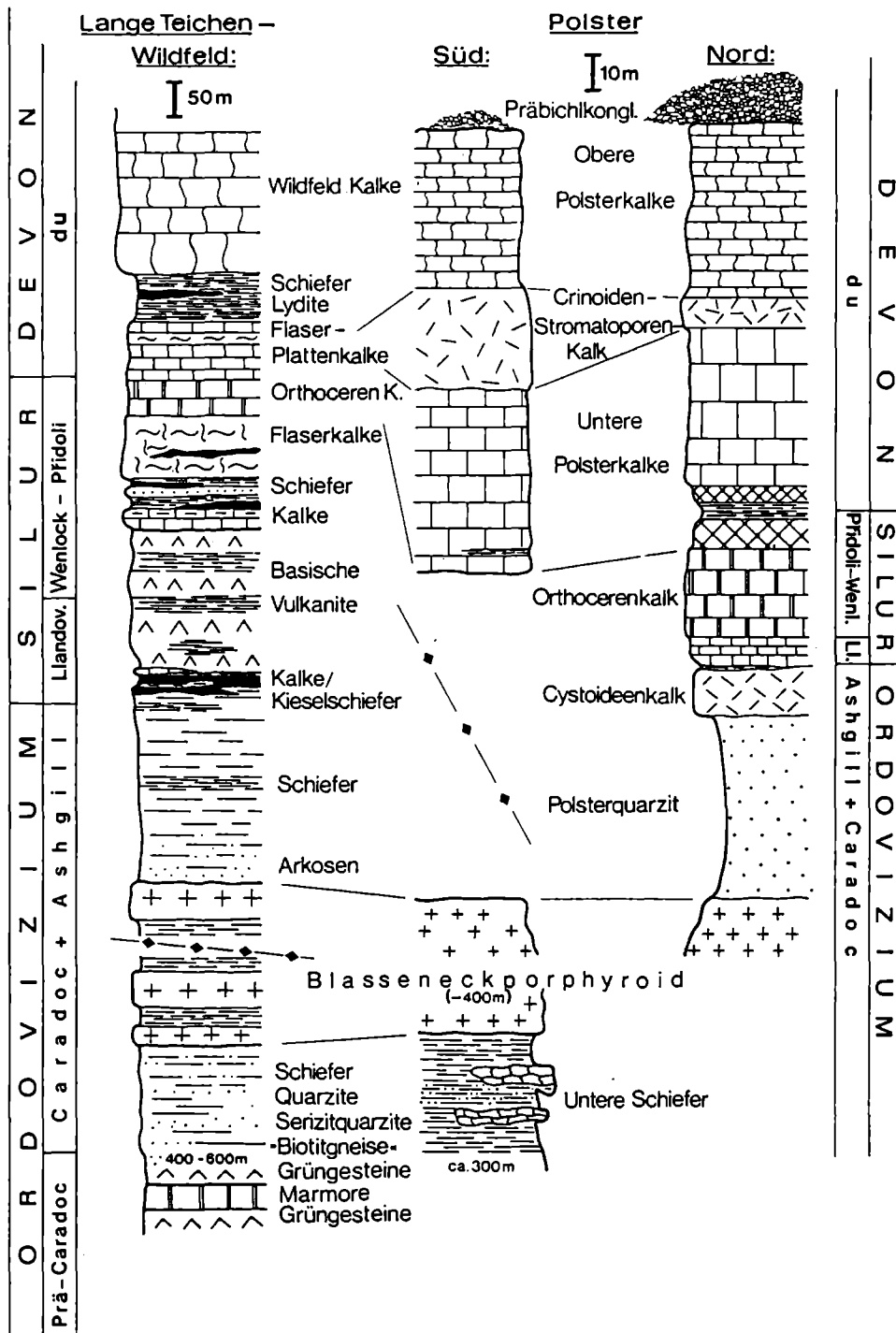


Abb.1: Die Schichtfolgen auf der Süd- und Ostseite des Polster (korrigiert) im Vergleich zum Südbereich der Eisenerzer Grauwackenzone in der Wildfeld-Decke (nach H.P.SCHÖNLAUB 1981).

## 2. EXKURSION AUF DEN ERZBERG

### EINLEITUNG

In den vergangenen Jahren gelang es durch den Einsatz von conodontenstratigraphischen Untersuchungsmethoden, die Schichtfolge am Erzberg weitgehend zu untergliedern und den tektonischen Bau einer Klärung zuzuführen. Die Ergebnisse dieser Arbeiten sind im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Bd.123 (1980) und Bd.124 (1982), im Detail beschrieben.

### DIE SCHICHTFOLGE

#### *Ordoviz*

Äquivalente der oberordovizischen "Gerichtsgraben-Gruppe" sind in der Lagerstätte nicht anzutreffen, sie bilden die Unterlage des Blasseneck-Porphyroids an der Südseite des Gerichtsgrabens, wobei ein schmaler NNE-SSW verlaufender Streifen von der alten Bundesstraße über das Plattenkreuz und die Platte in den Erzgraben zieht. Fossilien (Conodonten) sind dabei, wie auf der Südseite des Polster, lediglich aus den, den Schiefen sedimentär eingelagerten Kalklinsen bekannt. Die kleine Fauna hat ein jungordovizisches Alter.

Über weite Strecken bildet der im Hangenden folgende Blasseneck-Porphyroide die normale Unterlage der Siderit-Ankerit-Lagerstätte und der sogenannten "Erzführenden Kalke". Vorkommen von Porphyroid finden sich entsprechend der Muldenstruktur mit einer NNE-SSW streichenden Achse bei Abtauchen nach NNE am Westrand der Lagerstätte im Krumpental sowie im Osten und Südosten im Hangenden der erwähnten Schiefer. Für den Blasseneck-Porphyroide am Erzberg gilt in bezug auf seine Petrographie die gleiche Feststellung wie am Polster.

Der "Übergangsporphyroid" wurde zuletzt nur mehr aus den Etagen "Rosina" und "Eva" bekannt. Hier besteht er aus einem 6-8 m mächtigen Wechsel von dm-dicken hellen Karbonatpartien und grünlichen quarzitischen Lagen. Sandlagen treten nach oben hin stärker zurück. Die Kalklagen lieferten jungordovizische Conodonten, ähnlich jenen aus dem Cystoideenkalk-Niveau vom Polster. Dies spricht für ihre teilweise stratigraphische Gleichsetzung.

#### *Silur*

Am Erzberg fehlen bisher Belege für diesen Zeitabschnitt. Eine teilweise Vertretung ist jedoch wahrscheinlich, da Schwarzschiefer mit eingelagerten Kalkknollen

eine Position zwischen Oberordoviz und Unterdevon-Plattenkalken einnehmen und daher mit größter Wahrscheinlichkeit ins Silur zu stellen sind. Darüberhinaus wurden einige Conodonten gefunden, die zwar als langlebig bekannt sind, aber im Silur stets dominieren. Drittens zeigen lithologische Vergleiche mit der Nachbarschaft eine auffallende Übereinstimmung mit den Vorkommen von Schwarzschiefern am Erzberg, was für ihre Gleichsetzung mit datierten Schiefern spricht.

#### *Devon*

Die Hauptmasse der Karbonatschichtfolge des Erzberges gehört dem Devon an und hierbei vor allem dem Unterdevon (Abb.2). Über 230 Conodontenproben aus der etwa 220 m mächtigen Schichtfolge belegen die Unterdevon-Stufen Lochkov, Prag, Zlichov und Daleje. Die beiden letzteren werden nach der jüngsten Übereinkunft der Subkommission für die Devon-Stratigraphie zum "Ems" vereinigt.

Während im Prag bunte und graue Flaserkalke vorherrschen, die früher als "Sauberger Kalke" bezeichnet wurden, dominieren darunter gebankte bis plattige graue Kalke sowie Kalkschiefer im Wechsel mit Flaserkalken. Dieser Abschnitt wird der Lochkov-Stufe zugewiesen.

Mitteldevon (Eifel) ist bisher am Erzberg nur mit Vorbehalt mit Conodonten nachgewiesen. Älteres Oberdevon fand sich gleichfalls nur an wenigen Stellen, so auf den Etagen Eva, Volleritsch und Liedemann. Indirekt ist dieser Zeitabschnitt jedoch durch umgelagerte Conodonten zusammen mit Conodonten des Unterkarbons auf den Etagen Liedemann, Antoni, Eva, Schuchart und Dreikönig nachweisbar gewesen.

#### *Karbon*

In diesen Zeitabschnitt werden kalkige Resedimente unterschiedlicher Mächtigkeit gestellt, die stets Conodonten-Mischfaunen geliefert haben. Bemerkenswert ist der erosive Kontakt zwischen Devon (zumeist Unterdevon) und Unterkarbon. Die jüngsten umgelagerten Conodonten der Brekzie sprechen für ihre Bildung im älteren Visé (Unterkarbon III).

Die "Eisenerzer Schichten" (frühere Bezeichnung: Zwischenschiefer) bilden am Erzberg das jüngste Schichtglied der variszischen Abfolge. Sie werden lokal bis zu 80 m mächtig. An ihrer Basis treten häufig grünliche Partien auf, die nach oben in violette, meistens aber graue graphitische Schiefer übergehen. Fossilien fehlen darin generell.

Nach Fossilfunden aus der Unterlage kann angenommen werden, daß die Eisenerzer Schichten nicht älter als jüngeres Visé sind. Ihre stratigraphische Obergrenze ist hingegen ungewiß. Wahrscheinlich reichen sie bis in das Oberkarbon.

#### *Perm*

In der Lagerstätte bilden die diskordant dem älteren Bau auflagernden Präbichlschichten, die zudem alpidisch eingemuldet wurden, mit einer 40 m mächtigen Basisbrekzie den Abschluß der Schichtfolge. In der Brekzie sind Kalke aus der Unterlage sowie Quarz-, Erz- und Rohwandgerölle aufgearbeitet. Darüber folgen grünliche Sandsteine, Glimmersandsteine und Schiefer, die von einigen Autoren bereits den Werfener Schiefen zugezählt wurden.

#### DIE TEKTONIK

Die Schichtfolge über dem Porphyroid ist muldenförmig verformt; die Muldenachse taucht nach NNE ab. Das Normalprofil der Liegendscholle reicht bis zu den Eisenerzer Schichten, darüber kommt es in der Hangenscholle zu einer Wiederholung der Schichtfolge bis zur Untergrenze der Präbichlschichten.

Als dominierende Störung tritt in der Lagerstätte der Christoph-Hauptverwurf auf. Der Muldenteil östlich dieser Störung ist dabei um etwa 350 m gegen Osten abgesenkt. Der Verwurf erfaßt auch die Präbichlschichten.

Die Erzbergmulde ist asymmetrisch geformt. Das Altpaläozoikum ist gemeinsam mit den Präbichlschichten um eine Achse verformt, die nach A.KERN und W.FRITSCH mit 15 bis max. 30 ° nach Norden bis Nordosten abtaucht. Der Ostflügel steht steil bis überkippt, im Westflügel herrscht hingegen flachere Lagerung.

Als Alter der Tektonik am Erzberg wird ein variszischer Deckenbau, der zusätzlich alpidisch überprägt wurde (Muldenstruktur!), angenommen.

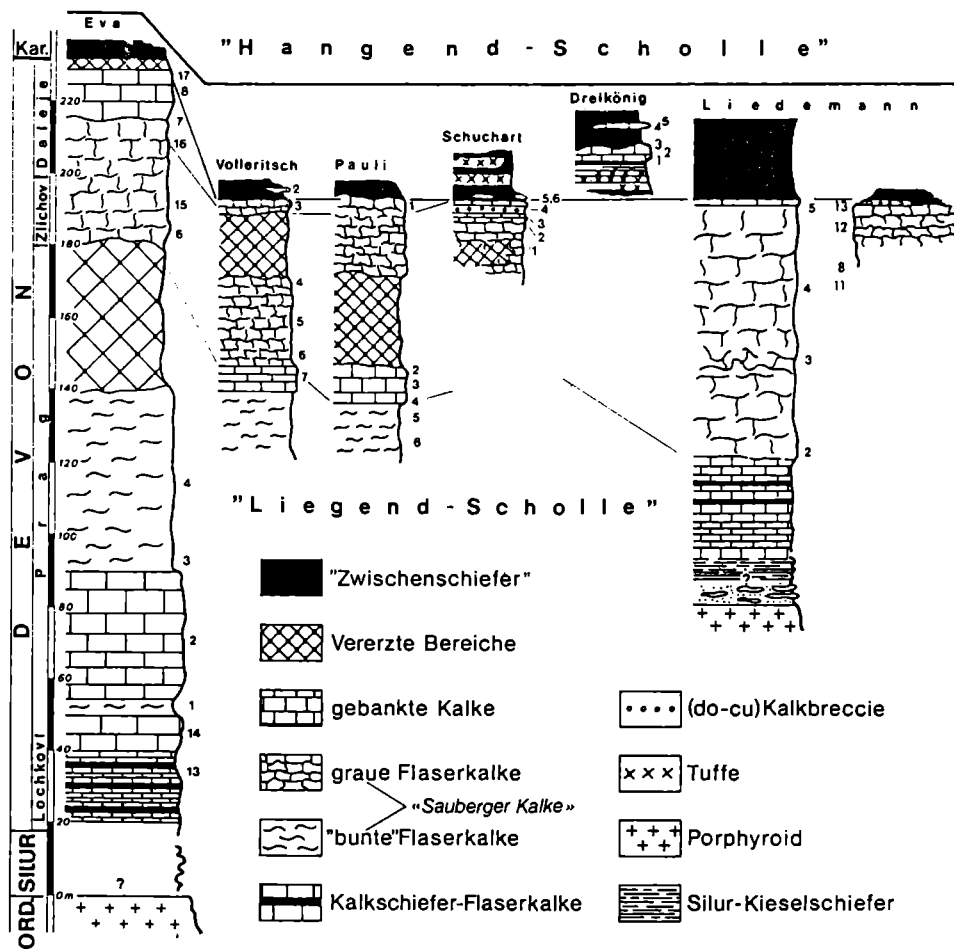


Abb. 2: Die Oberordoviz- bis Karbon-Schichtfolge in der Liegendenscholle am Steirischen Erzberg (nach H.P. SCHÖNLAUB 1981).

## STEIRISCHER ERZBERG - MONTANGEOLOGISCHE BEMERKUNGEN

K. DIEBER

### VORRÄTE, BERGBAULEBENSDAUER

Die technisch gewinnbaren Erzvorräte des Steirischen Erzberges belaufen sich mit Stichtag 1.1.1984 auf gerundet 172 Mio. t Fördererz mit einem durchschnittlichen Fe-Gehalt von 32 %.

Unter Zugrundelegung einer jährlichen Erzeugung von rund 3,5 Mio. t ergibt dies eine Bergbaulebensdauer von ca. 49 Jahren.

An geologischen Vorräten, d.h. an Substanzmengen hinter der Tagbauendgrenze und außerhalb des bestehenden Grubenbetriebes, beinhaltet die Lagerstätte noch zusätzlich rund 98 Mio. t. Diese Vorratsmengen - ebenfalls bereits auf einen durchschnittlichen Fe-Gehalt von 32 % bezogen - können nach der derzeitigen langfristigen Abbauplanung wirtschaftlich nicht gewonnen werden.

Die Tagbauendgrenze wird allerdings nicht primär durch die Geologie der Lagerstätte vorgezeichnet, sondern ergibt sich aus einem gerade noch wirtschaftlichen Verhältnis von erzführendem Verhau und der für seine Abdeckung erforderlichen Abraumkubatur. Dieses Verhältnis - auch als Bergbauausbringen bezeichnet - wird neben der Vererzungsdichte wesentlich von den vorgeschriebenen Winkeln der Tagbauendböschung mitbestimmt. So beträgt der Böschungswinkel innerhalb der karbonatischen Formation bei standfestem Gebirge 54 °, in Werfener Schiefer-Arealen dürfen 38 ° nicht überschritten werden.

### LANGFRISTIGE ABBAUPLANUNG, BERGBAUAUSBRINGEN

Die derzeitige langfristige Abbauplanung sieht bis zur Erreichung der Tagbauendgrenze 4 Teiltagbauphasen vor. Nur die erste Abbauphase ist durch die planmäßige Auserzung des bestehenden Grubenbetriebes Mitte 1986 zeitlich limitiert. Die Abbauphasen 2 bis 4 beinhalten bestimmte Erz- und Abraumkubaturen; ihre

zeitliche Erstreckung hängt daher jeweils von der jährlichen Erzeugungsmenge ab.

Vom Gesamthauwerk können in den Abbauphasen 1 und 2 nur 20,5 % als verkaufsfähiges Fördererz gewonnen werden. In der 3. und 4. Teiltagebauphase wird sich dieses Bergbauausbringen auf 24,4 % erhöhen lassen.

Zur Zeit müssen daher für eine Erzeugung von 3,5 Mio. t Erz über 17 Mio. t Gestein pro Jahr bewegt werden.

### GESTEINS- BZW. ERZTYPEN

Die sogenannte "Erzformation" der Lagerstätte beinhaltet verschiedene Karbonatgesteinstypen, wie Kalke, Dolomite, Ankerite und Siderite (genauer Siderople-site) sowie Tonschiefer (z.B. Eisenerzer Schichten, "Zwischenschiefer").

Die verschiedenen "Erzlager" bestehen aus einer meist innigen und in ihrer Intensität stark wechselnden Verwachsung von Eisenspat mit Eisengehalten von 38-41 % und Ankeriten (bergm. "Rohwand") mit ca. 6-17 % Fe. Der "cut-off" zwischen erzführendem Verhau und Abraum wird derzeit bei 19,5 % Fe - entsprechend ca. 15 % Eisenspat im Hauwerk - gezogen.

Erze mit einem Fe-Gehalt über 30 % - das entspricht 55-100 % Siderit im Hauwerk - gelangen nach der Zerkleinerung auf max. 25 mm Korngröße direkt zum Versand an die Hüttenwerke Linz und Donawitz (Fertigerz). Das "Zwischengut" (19,5-30 % Fe) wird in 2 Schwereflüssigkeitsaufbereitungsanlagen (System Wemco) mit einer Durchsatzkapazität von 400 bzw. 600 t/h auf ein Konzentrat von durchschnittlich 32 % Fe angereichert. Für die Aufbereitung des Feinkornanteiles stehen Hydrozyklone und Humphrey-Spiralen zur Verfügung.

Das Versanderz besteht zur Zeit aus ca. 40 % Fertigerz und 60 % Konzentrat aus den Aufbereitungsanlagen. Ab der 2. Abbauphase wird dieses Verhältnis auf 1:1 angehoben.

### BERG- UND FÖRDERTECHNIK

Die Etagenhöhe im Tagbau beträgt im Regelfall 24 m. Aus sicherheits- und bohrtechnischen Gründen (etwa in gebrächem und/oder stark klüftigem Gebirge), aber auch aus Gründen der leichteren Förderung und Qualitätssteuerung werden stellenweise auch Halbetagen mit 12 m Seigerhöhe zwischengeschaltet.

Die Sprenglöcher mit einem Durchmesser von 152 mm werden durch Tieflochhammerbohrung (Großbohrgeräte der Firmen VEW-Böhler und Hausherr) niedergebracht. Dabei wird in einem Winkel von ca. 65 ° die darunterliegende Etagensohle um etwa 2 m unterbohrt, um nach dem Abbaggern des hergeschossenen Hauwerks auch ohne horizontale Sohlbohrlöcher ("Abheber") eine ebene Fahrbahn zu erzielen.

Für die Herauslösung des Gesteins aus dem festen Verband werden seit 1978 Pumpslurry-Sprengstoffe (Sprengschlämme) verwendet. Der Einsatz dieser modernsten Sprengtechnologie ermöglicht neben Kosten- und Personaleinsparung bei der Handhabung auch durch Erweiterung des Bohrrasters auf derzeit ca. 7,5 - 8,5 m eine Verminderung der kostenaufwendigen Bohrarbeit von früher ca. 10 m/1 000 t auf 6,4-7 m/1 000 t.

Für die Ladearbeit am hergeschossenen Hauwerk gelangen v.a. im Bereich der überlagernden Werfener Schiefer 3 P + H - Harnischfeger - Elektrobagger mit 6,1 m<sup>3</sup> Schaufelinhalt und innerhalb der Erzformation fünf Radschaufellader der Fa. Caterpillar mit 9,6 bzw. 10,5 m<sup>3</sup> Schaufelinhalt zum Einsatz.

Für die Förderung des Hauwerks stehen Schwerlastkraftwagen der Firmen WABCO und FAUN mit 77 bzw. 67 t Nutzlast zur Verfügung.

## QUALITÄTSSTEUERUNG

Durch den verstärkten Einsatz ausländischer, hochsaurer Erze in den Hüttenbetrieben kam es vor ca. 15 Jahren zu grundlegenden Änderungen in den Qualitätsanforderungen an das heimische, karbonatische Erz. War bis zu diesem Zeitpunkt der Eisen- und fallweise auch der Mangangehalt alleiniges Qualitätskriterium, so wird heute auch auf die Einhaltung sehr enger Streubandbreiten bei der Basizität ( $\text{CaO} - \text{SiO}_2 = \text{"freier Kalk"}$ ) besonderer Wert gelegt. Die Erze des Steirischen Erzberges weisen einen sehr unregelmäßigen Chemismus auf, wobei die Heterogenität hinsichtlich der Fe-Gehalte und der Basizitätsverteilung auch innerhalb kleiner Areale sehr groß sein kann.

Um den sehr eng definierten Anforderungen der Hochofenbetriebe an die Möllerkomponenten gerecht werden zu können, ist eine Homogenisierung der Versanderze zwingend notwendig. Dazu erwies sich eine Qualitätssteuerung, die bereits an den einzelnen Betriebspunkten einsetzt, als zweckmäßigste Lösung.

Die tägliche Betriebspunktsteuerung hat die jährliche Abbauplanung zur Grundlage, bei der von der geologischen Abteilung die Zielqualität und die zulässige



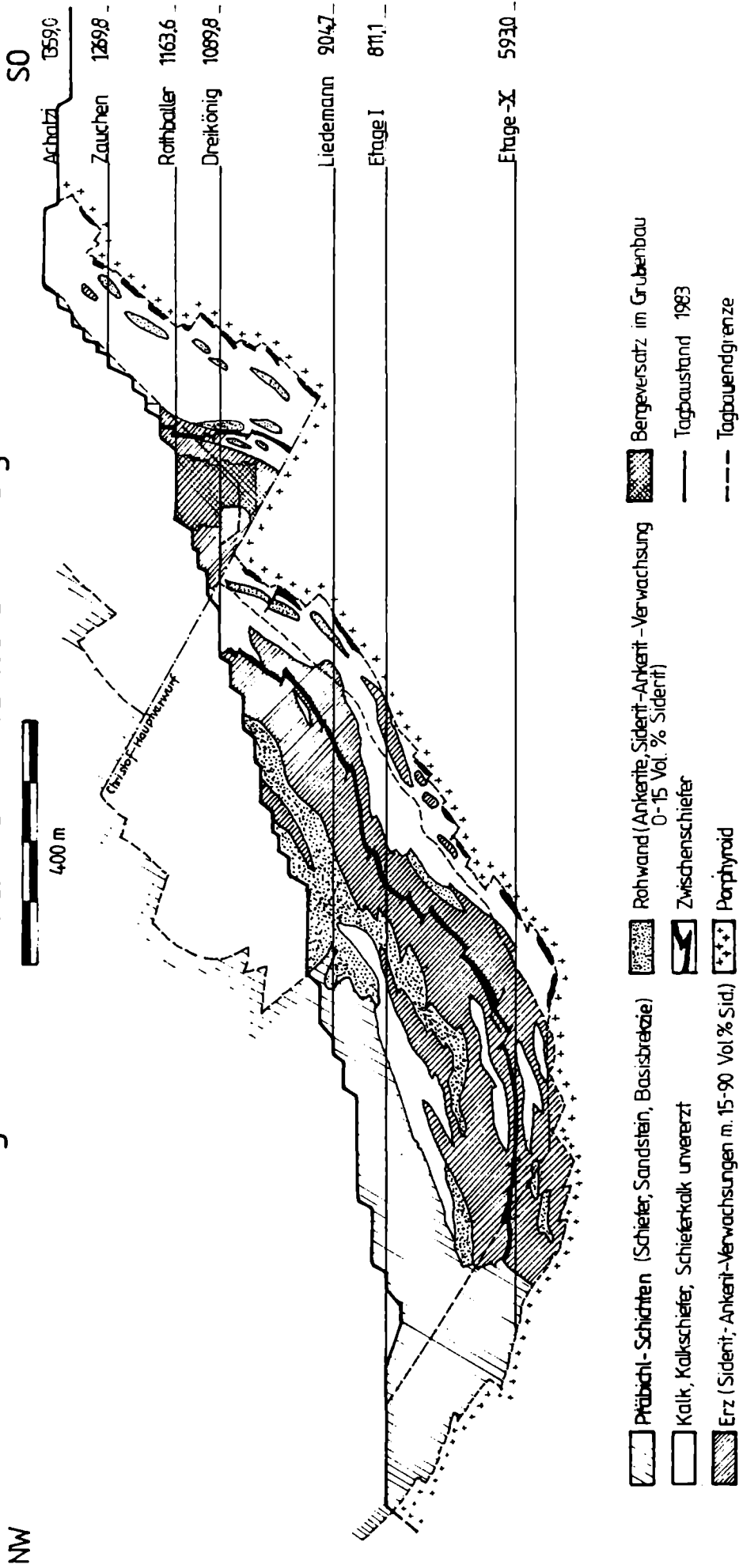
Streubandbreite hinsichtlich Fe-Gehalt und freiem Kalk für jede Aufbereitungsanlage, das Fertigerz und die beiden Versandanlagen ermittelt werden.

Für diese jährliche Qualitätsprognose wird jedes Gewinnungsbohrloch in Tagbau und Grube beprobt und im Tagbau lagemäßig eingemessen. Für die tägliche Qualitätssteuerung besitzen die Bohrmehlproben aus den Sprenglochbohrungen keine ausreichende Aussagekraft, da durch sie die häufig sehr unterschiedlichen Aufbereitungscharakteristiken des Roherzes nicht berücksichtigt werden können.

Es mußte daher ein eigenes Probennahmesystem eingerichtet werden, wobei in jeder Schicht ein eigens geschulter Probensteiger das hereingeschossene Hauwerk meist mehrmals beprobt. Die gezogenen Proben werden in einer Versuchsaufbereitung abgeschwommen und die einzelnen Fraktionen analysiert.

Die Analyse für sämtliche Proben erfolgt mit Hilfe eines Röntgenfluoreszenzgerätes; die gewonnenen Werte werden dem Rechner automatisch übermittelt. Über verschiedene Terminals stehen die Daten allen interessierten Stellen zur weiteren Auswertung über entsprechende EDV-Programme zur Verfügung. Auch die Hüttenbetriebe in Linz und Donawitz können für ihre Möllerberechnungen die Qualitätsdaten eines Erzzuges bereits abfragen, wenn sich der Zug noch auf der Schiene befindet.

# Seigerschnitt durch den Steirischen Erzberg












NW

SO

400 m

Achalz 1359,0  
 Zauchen 1269,8  
 Rathballe 1163,6  
 Dreikönig 1069,8  
 Liedemann 904,7  
 Etagel 811,1  
 Etagel-X 593,0

-  Präbicht-Schichten (Schiefer, Sandstein, Basisbrekzie)
-  Kalk, Kalkschiefer, Schieferkalk unvererzt
-  Erz (Siderit, Ankerit-Verwachsungen m. 15-90 Vol.% Sid.)
-  Rohwand (Ankerite, Siderit-Ankerit-Verwachsung 0-15 Vol.% Siderit)
-  Zwischenschiefer
-  Porphyroid
-  Bergversatz im Grubenbau
-  Tagpaustand 1983
-  Tagbauendgrenze

3.Exkursionstag am 2.10.1984

D.van HUSEN: Zum Quartär um das Gesäuse

W.KOLLMANN: Hydrogeologische Grundzüge der nördlichen Gesäuseberge,  
ausgehend vom Raum Gstatterboden

H.SUMMESBERGER: Problematik der Mitteltrias von Großreifling

H.A.KOLLMANN: Das Gosaubecken von Gams und sein Rahmen

H.ZETINIGG: Versuche zur Fassung der temperierten Schwefelquelle von  
Gams bei Hieflau

EXKURSIONSRUTE:

Eisenerz - Hieflau - Gesäuse (Gstatterboden) - Krumau - Buchau -  
St.Gallen (Mittagessen) - Großreifling - Palfau - Gams bei Hieflau -  
Nothklamm - Hieflau - Eisenerz

## ZUM QUARTÄR UM DAS GESÄUSE

D. van HUSEN

Im folgenden sollen nur die Fragen kurz erwähnt werden, die während der Exkursion behandelt werden. Für eine eingehendere Information mögen die angegebenen Zitate verwendet werden.

Über das Ennstal verbreitet finden sich immer wieder teilweise großflächige Felsterrassen, die sich zu einem breiten Sohllental verbinden lassen. Diese Felsterrassen sind oft mit Kies und Konglomeraten bedeckt (Gröbminger Mitterberg, Scheibenbauer, Waaggraben, St.Gallen), die alle durch eine weitgehende Verwitterung hohes Alter anzeigen. Dieser ehemalige Talboden innerhalb des Alpenkörpers kann mit dem Sockel der jüngeren Deckenschotter des Vorlandes verbunden werden (Profil), da die auflagernden Kiese gleichen Charakter und Verwitterung zeigen. Die Zerstörung dieses Talbodens erfolgte wahrscheinlich im Mindel/Riß Interglazial, da sich innerhalb und unterhalb seiner Reste nur noch Sedimente der beiden jüngsten Eiszeiten finden (G.SPAUN 1964; D.v.HUSEN 1968, 1971). Der unterschiedliche relative Abstand dieser Talbodenreste zum heutigen Talboden im Vorland, in der Flyschzone und in den Kalkalpen kann auf tektonische Bewegungen des Alpenkörpers während der Erosionsphase zwischen Mindel- und Rißeiszeit im "Großen Interglazial" zurückgeführt werden (D.v.HUSEN 1971, 1981). Demnach kann dieser Talboden als der praemindelzeitliche, wenn nicht als der praeglaziale angesehen werden, der sich über das ganze Ennstal und seine Nebentäler erstreckte (z.B. Palten, Billbach) (D.v.HUSEN 1968).

Die Spuren der letzten beiden Eiszeiten sind im Ennstal deutlich, wodurch es möglich ist, die Erstreckung der Eisströme zu rekonstruieren.

Während der Würmeiszeit reichte der Ennsgletscher bis zum Gesäuse und drang in dieses wahrscheinlich bis zum Hartelsgraben vor (A.PENCK 1909), ohne in dem engen Tal Endmoränen zu hinterlassen. In einer zweiten Gletscherzunge überschritt er noch den Sattel der Buchau und hinterließ hier reich gegliederte Endmoränen.

Diese enthalten viele Geschiebe der Grauwackenzone südlich des Admonter Beckens, was auf einen Eisfluß quer über das Ennstal hinweist, der wohl durch den Rückstau der mächtigen Lokalgletscher des Gesäuses bedingt wurde. Von beiden Zungen gingen Terrassenschüttungen aus, die nur stellenweise kurz unterbrochen über das ganze Tal als breite Niederterrasse zu verfolgen sind.

Im Gegensatz zu anderen Tälern im Westen, wo die Gletscherzungen des Riß 3-8 km weiter ins Vorland reichten als die des Würm, erreichte der Ennsgletscher eine um 40 km größere Länge während der Rißeiszeit.

Das kann am ehesten dadurch erklärt werden, daß es durch die während der Rißeiszeit ca. 100-200 m tiefer als im Würm liegende Schneegrenze (A.PENCK 1909) nicht nur zu einer stärkeren Eigenvergletscherung des Gesäuses kam, sondern auch zu einem dadurch verstärkten Rückstau des Ennseises und folglich zu einem Anheben seiner Oberfläche. Somit war das ganze Gebiet des oberen Ennstales - im Gegensatz zur Würmeiszeit - Nährgebiet, und der so viel mächtigere Eisstrom konnte durch die Eismassen des Gesäuses verstärkt sehr weit nach Norden vordringen (D.v.HUSEN 1981). Er reichte bis in den Raum Großraming, wo auch die Hochterrasse ansetzt, die bis zur Donau verfolgbar ist.

Aus der Abschmelzphase dieser Vereisung sind dann noch einige lokale Kiesablagerungen nördlich des Gesäuses (z.B. Arbesberger Terrasse) erhalten, die als Rißterrasse gelten (G.SPAUN 1964). Wahrscheinlich mit einem kleinen Wiedervorstoß der Gletscher in der ausgehenden Rißeiszeit ist die schmale Terrasse 10-15 m über der Niederterrasse zu verbinden, die vom Gesäuse bis in den Raum Klein Reifling zu verfolgen ist (G.SPAUN 1964; D.v.HUSEN 1968).

Mit dem Abschmelzen des Würmeises wurde das Zungenbecken (Admonter Becken - Ennstal bis in den Raum Stainach-Irdning) rasch eisfrei und mit Sediment erfüllt. Über die Tiefenlage der Felssohle (bis auf die Bohrung bei Wörschach mit 189 m) und den Sedimentaufbau sind keine Daten bekannt. Nur der Aufbau der obersten Lagen ist durch viele Bohrungen gut bekannt (K.BISTRITSCHAN 1952). Es treten hier Schluffhorizonte auf, die über lange Strecken zusammenhängend rekonstruierbar sind. Sie wurden in Stauseen abgelagert, die am Ende der Auffüllungsphase entstanden. Die jüngste ist während des Alleröd zur Ablagerung gekommen (D.v.HUSEN 1979). Als Grund dafür sind wohl Massenbewegungen im Bereich des Gesäuseeinganges anzunehmen (K.BISTRITSCHAN 1952; K.H.BÜCHNER 1973). Diese Entwicklung ist auch für das geringe Gefälle des Ennstales oberhalb des Gesäuses verantwortlich.

## LITERATUR

- AMPFERER, O.: Geologischer Führer der Gesäuseberge. - Wien 1935.
- BISTRITSCHAN, K.: Zur Geologie der Talauffüllung des Mitterenstaales. - Verh. Geol.B.-A., 232-235, Wien 1952.
- BUCHNER, K.H.: Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Obersteiermark, Österreich). - Mitt.Ges. Geol.Bergbaustud., 22, 71-95, Wien 1973.
- HUSEN, D. v.: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. - Mitt.Ges. Geol.Bergbaustud., 18, 249-286, Wien 1968.
- Zum Quartär des unteren Ennstales von Großraming bis zur Donau. - Verh.Geol.B.-A., 511-521, Wien 1971.
  - Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. - Eiszeitalter & Gegenwart, 29, 9-22, Hannover 1979.
  - Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. - Mitt.österr.geol.Ges., 74/75, 197-230, Wien 1981.
- PENCK, A.: Die Alpen im Eiszeitalter. - 1, 393 S., Leipzig 1909.
- SPAUN, G.: Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. - Mitt.Ges. Geol.Bergbaustud., 14, 149-184, Wien 1964.
- ZIRKL, E.J.: Das Hieflauer Konglomerat vom Praunseisbruch bei Hieflau, Steiermark. - Mitt.Abt.Geol.Paläont.Bergb. Landesmus.Joanneum, 175-194, Graz 1981.

Anschrift des Autors: Univ.Doiz.Dr. Dirk van HUSEN  
Institut für Grundbau, Geologie und Felsbau  
der Technischen Universität Wien  
Karlsplatz 13, A-1040 Wien

*Haltepunkt 1 - Praunseisbruch "Hieflauer Konglomerat"*

Alter, heute aufgelassener Steinbruch, der hauptsächlich auf Mühlstein- und Bausteingewinnung betrieben wurde (zuletzt 1971-1976). Das Material ist ein durchwegs gut verfestigtes Konglomerat aus durchwegs gut bis sehr gut gerundeten Komponenten. Diese bestehen zu ca. 90 % aus kalkalpinem Material der Umgebung, zeigen aber durch ihre Rundung eine größere Transportweite an. Den Rest bilden kristalline Gesteine, die den Einfluß der Enns während der Akkumulation anzeigen.

Die heute zu einem sehr homogenen Konglomerat verfestigten Kiese gehören zu den Ablagerungen, die auf dem praeglazialen Talboden zur Ablagerung kamen. Dieser war hier - ca. 150 m über dem heutigen Talboden - in Gosaumergeln ausgebildet.

Das Konglomerat zeigt oft größere Hohlräume von völlig gelösten Komponenten und hohle Gerölle, die eine tiefgreifende Verwitterung anzeigen, auf die auch der stellenweise eingeschwemmte Lehm hinweist (vgl. E.J.ZIRKL 1981).

*Haltepunkt 2 - Krumau*

Überblick über das Becken von Admont mit seinem auffallend flachen Talboden. Erläuterung der spätglazialen Füllung des Zungenbeckens der Enns.

*Haltepunkt 3 - Endmoränen der Buchau*

Die Endmoränen des Ennsgletschers enthalten neben dem lokalen Material eine große Menge von Gesteinen der Grauwackenzone, das in teilweise riesigen Blöcken vorliegt. Der Transport dieser Materialien quer über das Admonter Becken ist wahrscheinlich am besten dadurch zu erklären, daß der Abfluß der Eismassen des Ennsgletschers im Gesäuse durch die Lokalgletscher stark behindert war und somit ein Abfluß nach NE in die Buchau erfolgte.

*Haltepunkt 4*

Die Straße führt ab Ghf. Eisenzieher auf die Niederterrasse des Billbaches. Diese ist trotz der räumlichen Trennung als die Sanderschüttung der Gletscherzunge der Buchau anzusehen, was durch den Gehalt an Kristallingeröllen belegt wird. Oberhalb der Niederterrasse sind noch schmale Reste der Terrasse des jüngsten Vorstoßes der Gletscher der Rißeiszeit erhalten. Ein Straßenanschnitt erlaubt einen guten Einblick in den Sedimentaufbau dieses Terrassenkörpers. Die teilweise

großen, ungerundeten Blöcke zeigen eine Ablagerung in unmittelbarer Nähe des Eises an. Wahrscheinlich ist das heute schwach konglomerierte Material im Vorfeld einer Gletscherzunge, die den Sattel der Buchau noch überschritt und den Talboden des Billbaches erreichte, abgelagert worden.

*Haltepunkt 5*

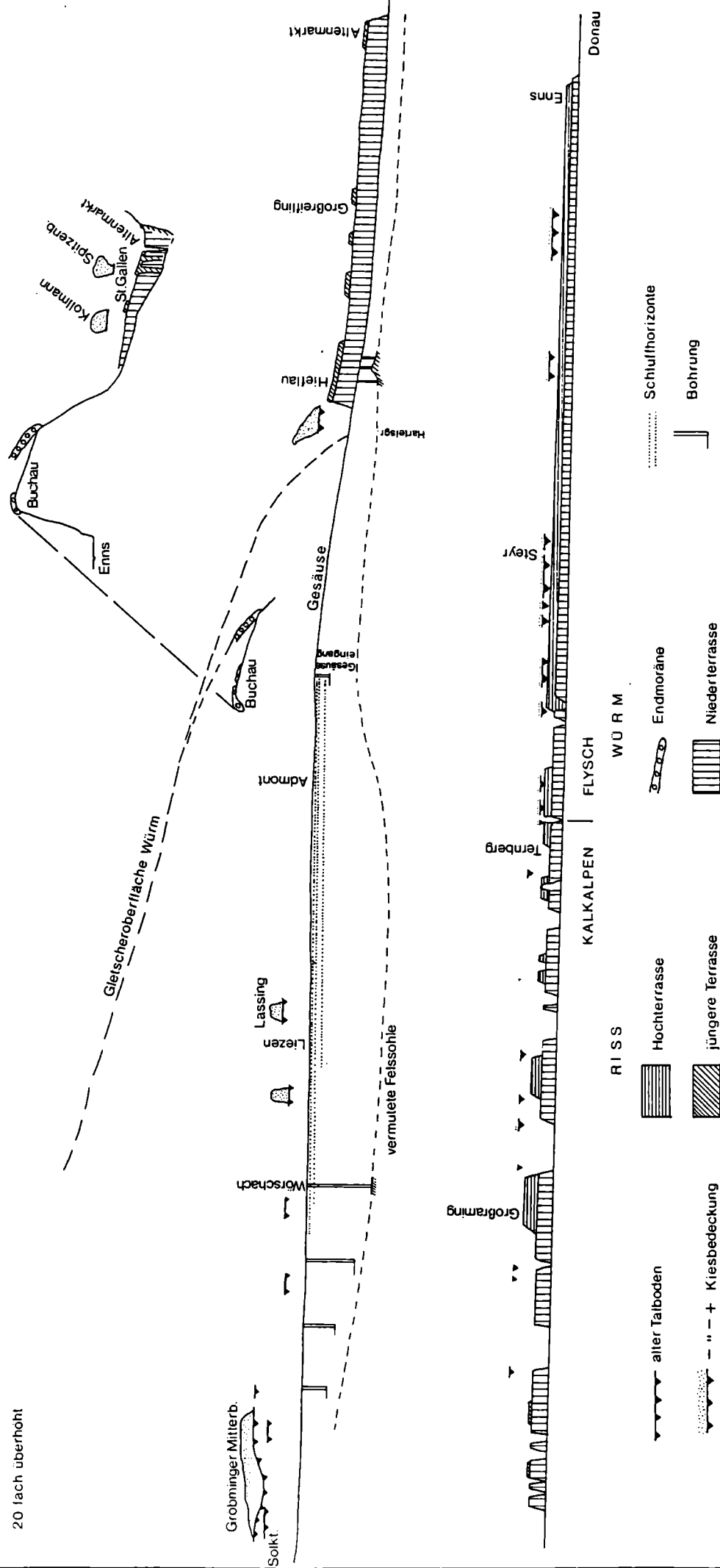
Erdfälle in beiden Terrassen über Haselgebirge. Unterschiedlich fortgeschrittene Entwicklung in Abhängigkeit von Alter und Grundwasserverhältnissen.



Abb. 1:  
STARK VEREINFACHTE SKIZZE ZUM TALLÄNGSPROFIL DER ENNS

0 5 10 km

20 fach überhöht



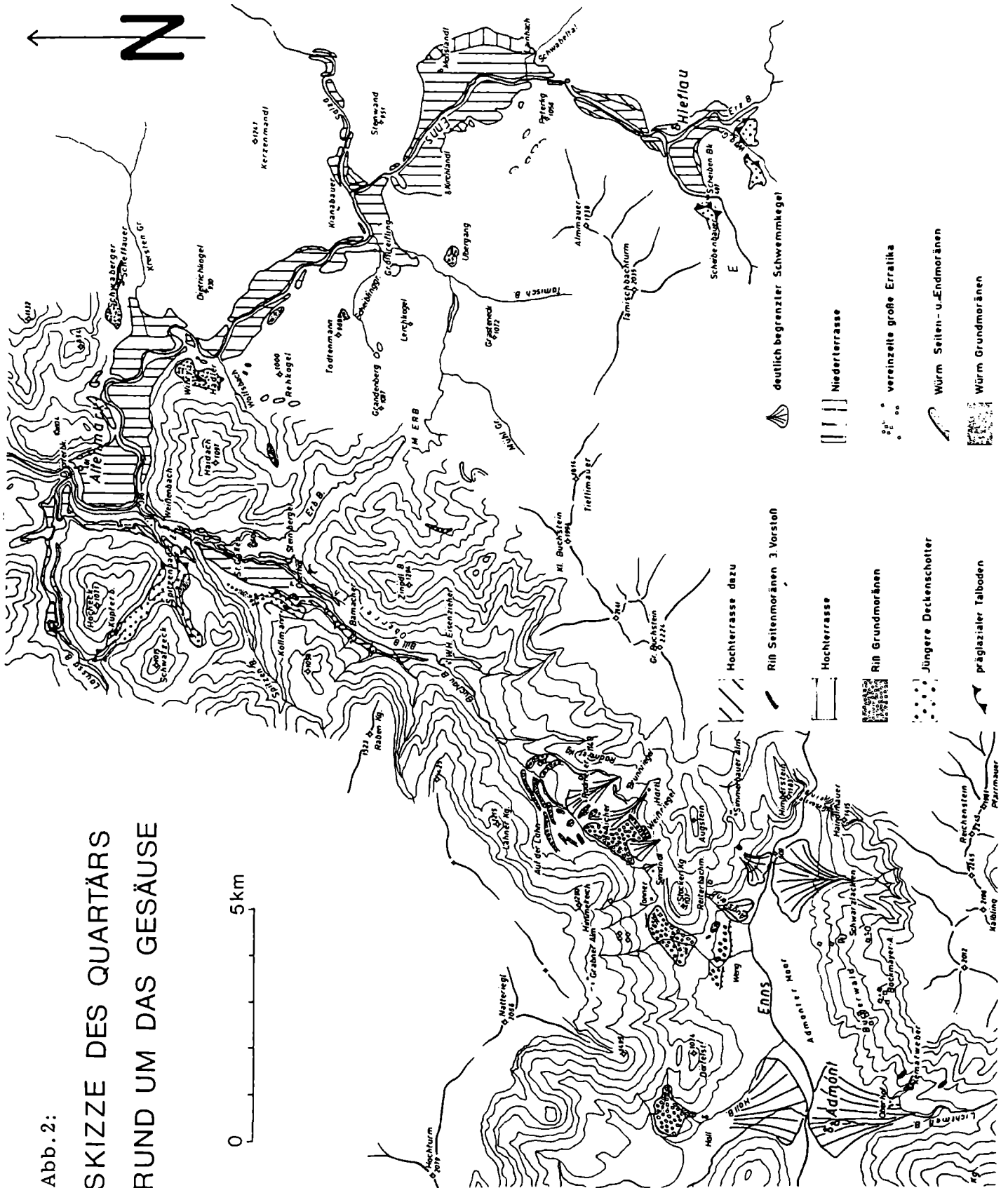


Abb. 2:  
SKIZZE DES QUARTÄRS  
RUND UM DAS GESÄUSE

Abb. 3:

# Rekonstruktion des Ennsgletschers zur Würmeiszeit

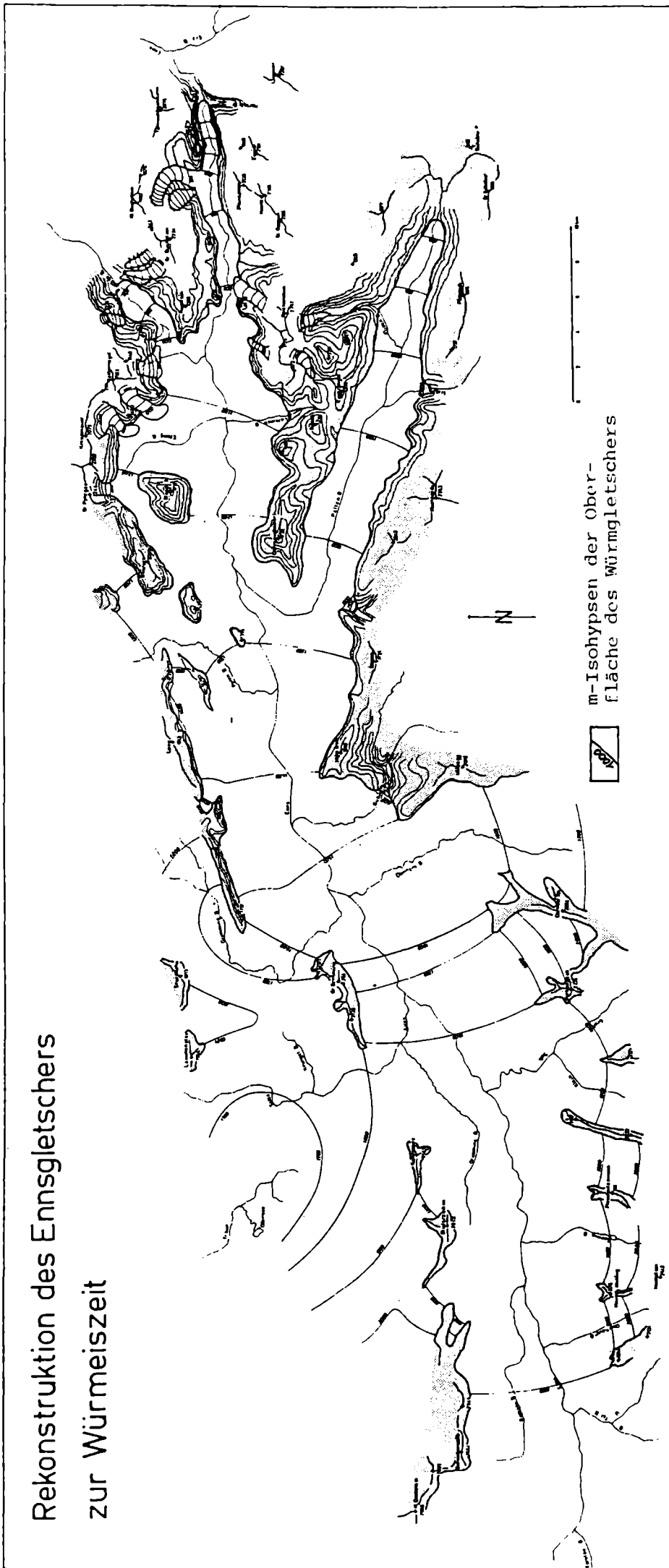
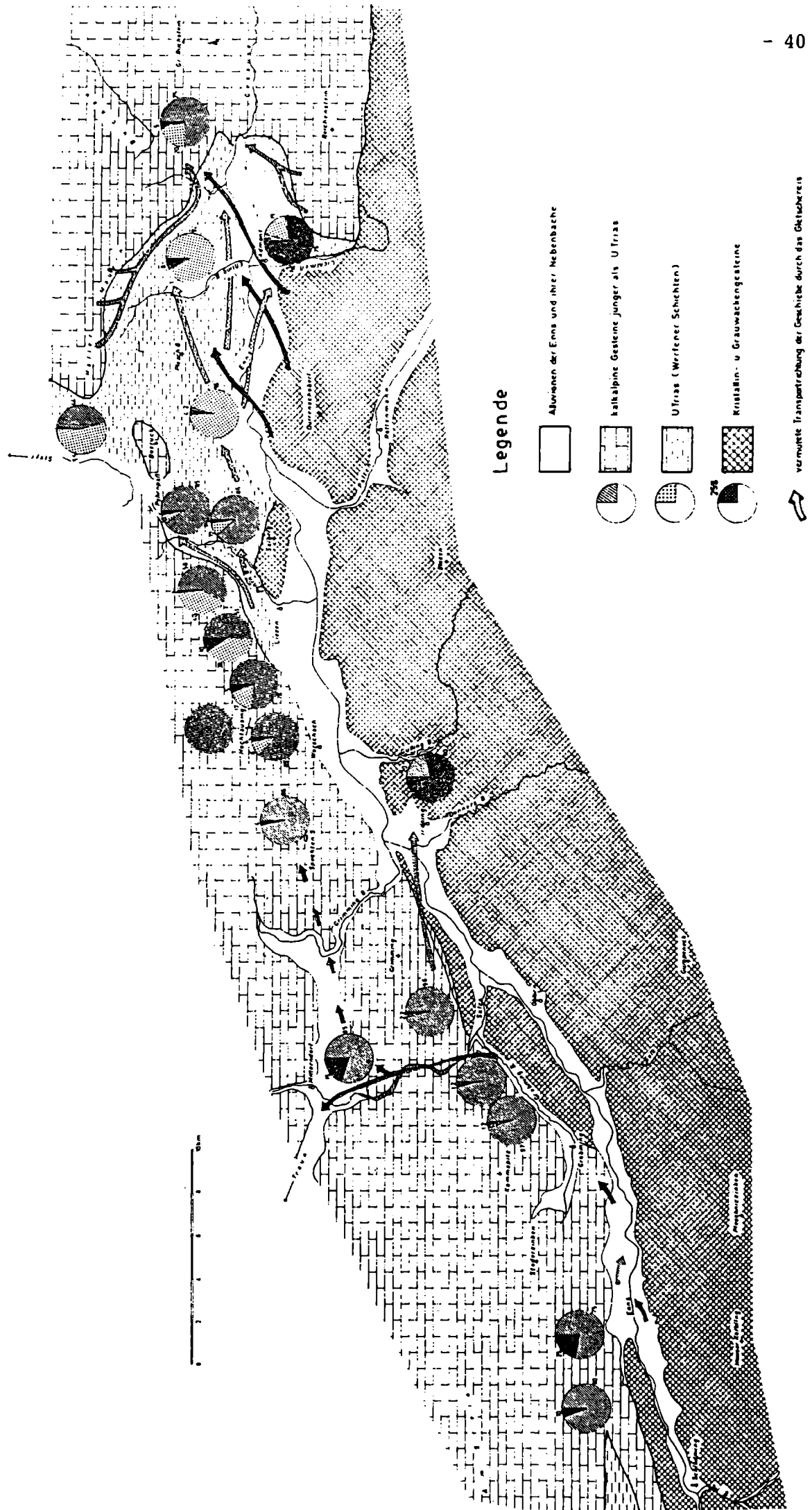


Abb. 4:

# Geschiebeverteilung in den Grundmoränen des Würmgletschers



## HYDROGEOLOGISCHE GRUNDZÜGE DER NÖRDLICHEN GESÄUSEBERGE, AUSGEHEND VOM RAUM GSTATTERBODEN

W. KOLLMANN

### EINLEITUNG

Als ein von Tiefenlinien allseits abgegrenzter Karstgebirgskörper boten sich die nördlichen Gesäuseberge einschließlich der Reiflinger Scholle für eine hydrogeologische Bearbeitung an (W. KOLLMANN 1975 und 1983).

Die Geländebegehungen erfolgten in den Sommer- und Herbstmonaten der Jahre 1973 bis 1975 mit einer Bearbeitung zwecks Aktualisierung der wasserwirtschaftlichen Belange im Sommer 1983.

### GEOLOGISCHE GRUNDZÜGE

Die Schichtfolge der alpinen Trias baut in vorwiegend karbonatischer Ausbildung den Großteil des Untersuchungsgebietes auf.

Hinsichtlich der petrographischen Eigenschaften ist eine Trennung der beiden Faziesräume vorzunehmen (Tab.1).

Die faziellen Differenzierungen gehen in erster Linie auf die anders gearteten Ablagerungsräume zur Zeit der Obertrias zurück.

Obwohl die Basisschichtglieder lithologisch einen nicht wesentlich verschiedenen Habitus besitzen, so ist die Verbreitung und hydrogeologische Wirksamkeit in den beiden Zonen recht unterschiedlich. Dies hat seine Ursache in den tektonischen Verhältnissen. Die voralpine Einheit wurde nämlich epirogenetisch relativ geringer herausgehoben, sodaß zum Großteil nur die hangenden Partien oberflächlich aufgeschlossen sind. Im Vergleich dazu ist der hochalpine südliche Teil infolge stärkerer Emporhebung und Aufschiebung auf die nördlich anschließenden Gebiete besser exponiert.

Tab. 1: Die beiden am Aufbau der Gesäuseberge und Reiflinger Scholle beteiligten Faziesbereiche der alpinen Trias.

HAUPTDOLOMIT-Fazies		DACHSTEINKALK-Fazies
Untergruppe	Lunzerfazies	Gesäusefazies
Rhät	<sup>1)</sup>	Dachsteinkalk
Nor	Hauptdolomit	Dachsteindolomit
Karn	Opponitzer Kalk Lunzer Schichten	Raibler Schichten
Ladin	Wettersteinkalk	Wettersteindolomit und (untergeordnet) Wettersteinkalk
Anis	Reiflinger Kalk Gutensteiner Kalk	Gutensteiner Kalk
Skyth	Werfener Schichten und Haselgebirge	Werfener Schichten und Haselgebirge

<sup>1)</sup> im Arbeitsgebiet nicht vertreten

#### HYDROGEOLOGISCHER BAUPLAN

Neben der hydrogeologischen Wertigkeit der Gesteine sind vor allem die tektonischen Verhältnisse für die unterirdische Entwässerung maßgeblich. Bei der Deutung der Gesäusestörung etwa 1 km nördlich parallel zum Gesäuseeinschnitt wird die Auffassung K.H.BÜCHNER's 1970 vertreten. Dieser ist in Anlehnung an O.AMPFERER 1935 der Auffassung, daß es sich dabei um eine vertikale tektonische Linie handelt, die vorgosauisch angelegt wurde, doch ihre größte Sprunghöhe erst nachgosauisch erreicht haben dürfte. In diesem Zusammenhang erfolgte durch einseitige Kippung die Schrägstellung der Dachsteinkalkplatte, was - bezogen auf das Gosabecken von Gams - die Ursache für das Zurückbleiben in der Hebung zu sein scheint (Abb.1).

Diese hydrogeologisch relevante, rinnenähnliche Faltentektonik konnte auch von F.K.BAUER 1982 bestätigt werden.

An diesen tektonischen Bauplan knüpft die Entwicklung des Gewässernetzes gemeinsam mit karsthydrologischen Prozessen an: Nach Inaktivierung der konsequenten Entwässerungsrichtung zur Zeit der ausgehenden Augensteinlandschaft durch beginnende Hebungsakte erfolgte - von der lokalen Erosionsbasis des Gosaubeckens von Gams gesteuert - ein unterirdisch vorbereiteter, sukzessive fortschreitender Einbruch in das alte Flußnetz.

Nach und nach wurden der Hartelsgraben, die Ennseck-Eggeralm-Richtung, der Johnsbach und schließlich die bis dahin über den Buchauer Sattel fließende Enns durch korrosiv vorbereitete Anzapfung der Längstalrichtung (Gesäuse) tributär (J.ZÖTL 1961).

Im Zusammenhang mit hydrochemischen Untersuchungen konnte an Hand des rezent geleisteten Lösungs-Gesamtabtrages die geschilderte Karstgenese plausibel gemacht werden. Auf das Konto allein der dauerbeobachteten Quellen ging in einem Jahr der Abtransport von 3 600 t Gestein (das entspricht etwa einem Hohlraumvolumen von 1 348 m<sup>3</sup>). In diesem Zusammenhang wird die eingangs diskutierte Entstehung ganzer Talschaften plausibel, wenn man dabei noch den Faktor Zeit einkalkuliert. Bei den derzeitigen Verhältnissen sind für die Lösung von 1 km<sup>3</sup> Gestein - über das gesamte Einzugsgebiet der beobachteten Quellen - knapp eine dreiviertel Million Jahre (742 000 Jahre) erforderlich, was nicht einmal dem vergangenen Zeitabschnitt seit dem Ältestpleistozän entspricht.

Zur Deutung der Morphogenese wurde weiters versucht, eine eventuelle Niveaugebundenheit der Quellaustritte herauszufinden. Dazu war es notwendig, die relative Höhe von nicht staubedingten Quellen über der rezenten Vorflut zu berechnen. Dabei kristallisierten sich eindeutig drei bevorzugte Höhenlagen über der rezenten Erosionsbasis (Enns) heraus:

- 0 - 40 m ..... gebunden an die derzeitige Vorflut der Enns;
- 100 - 140 m ..... eingestellt auf den präglazialen Talboden  
(A.PENCK & E.BRÜCKNER 1909, 232, und  
D.v.HUSEN 1967, 257);
- 240 - 260 m ..... Niveau des Jungtertiärs, welches örtlich noch  
heute hydrologisch wirksam ist.

## LITERATUR

- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. - Geol.B.-A., 178 S., Wien 1935.
- BAUER, F.K.: Bericht 1981 über geologische Aufnahmen in den Gesäusebergen auf Blatt 100 Hieflau. - Verh.Geol.B.-A., (1), A53 - A54, Wien 1982.
- BÜCHNER, K.H.: Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuse-Berge (Obersteiermark, Österreich). - Diss.nat.-wiss.Fak. Univ.Marburg, 118 S., Marburg/Lahn 1970.
- HUSEN, D. v.: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. - Mitt.Ges. Geol.Bergbaustud., (18), 249-286, Wien 1967.
- KOLLMANN, W.: Hydrologie der nördlichen Gesäuseberge. - Diss.phil.Fak. Univ. Graz, 300 S., Graz 1975.
- Hydrogeologische Untersuchungen in den nördlichen Gesäusebergen. - Ber.wasserwirtschaftl.Rahmenpl., (66), 299 S., Graz 1983.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. I.Band: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. - 393 S., Leipzig 1909.
- ZÖTL, J.: Zur Morphogenese des Ennstales. - Mitt.naturwiss.Ver.Steierm., 155-160, Graz 1961.

Anschrift des Autors: Dr. Walter KOLLMANN  
Geologische Bundesanstalt, F.A. Hydrogeologie  
Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien



## EXKURSIONSPUNKT

Die Karst-Schlauchquelle R 10 im oberen Rohr (N Gstatterboden)

Diese Quelle ist der größte ungefaßte Austritt des Quellbezirkes nördlich der Rohrmauer. In 250 m relativer Höhe über der Enns (810 m Sh.), gebunden an ein jungtertiäres Vorflutsystem, tritt diese typische, stark schwankende Karstquelle zutage. Ihr perennierender Quellmund wird bis weit in den Sommer von einem 10 m höher gelegenen Übersprung überflossen ( $Q$  max. 130 l/s).

Chemische Reihenuntersuchungen haben gezeigt, daß der Gang der Mineralisierung die Schüttungsspitzen gleichsinnig abbildet, was durch das hydraulische Prinzip eines Druckfließens entsprechend dem piston flow-Modell erklärt werden kann. Gemäß dieser hydrostatischen Druckauslösung (Herauspressung einer mineralreichen älteren Speicherwasser-Komponente) fiel das Temperaturmaximum des Quellwassers auch exakt mit der durch die Schneeschmelze erfolgten Schüttungsspitze zusammen. Erst nach etwa einem Monat zeigte sich eine durch eingedrungenes Schneeschmelzwasser hervorgerufene Verdünnung und Abkühlung.

Dies läßt den Schluß zu, daß diese Quelle von einem zentralen und eventuell tieferen Bereich des Karstwasserkörpers alimentiert wird, der von direkten äußeren Witterungseinflüssen abgeschirmt zu sein scheint. Die Größe des Reservoirs dürfte in Anbetracht der hohen Schüttungsschwankung (Schwankungsziffer 29) jedoch relativ gering bemessen sein. An Hand von Tritiumanalysen läßt sich dessen Volumen mit ca. 200 000 m<sup>3</sup> angeben.

Der von dieser Quelle geleistete Lösungsabtrag im dauerbeobachteten Jahr beläuft sich bei der Jahres-Gesamtabflußmenge von 1,27 Mio. m<sup>3</sup> auf:

	mittlere Konzentration	Lösungs-Gesamtabtrag Gestein	
	mg/l	t/J	cbm/J
NaCl	0,99	1,26	0,59
KCl	0,61	0,77	0,39
CaSO <sub>4</sub>	12,87	16,34	7,10
CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	49,38	62,71	21,62
CaCO <sub>3</sub>	46,82	59,46	22,02
Summe	110,67	140,54	51,72

C H E M I S C H E     W A S S E R A N A L Y S E

BEZEICHNUNG DER PROBENSTELLE     K 10 Oberes Rohr  
DATUM 1983     6 22

SCHUETTUNG     30     L/S     TEMPERATUR     5.70 GRAD-C  
PH-GEMESSEN     7.30     LEITFAEHIGK.     MIKROSIEMENS  
BEI ENTNAHME-TEMP     BEI 20 GRAD-C

PH-GLEICHGEW     BERECHNET     8.2  
SAETTIGUNGSINDEX     -0.9  
NACH STROHECKER & LANGELIER  
LUFTDRUCK     696     MM HG

K A T I O N E N

A N I O N E N

	MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%		MG/KG	MKVAL/KG	MVAL-%
NA+	0.2	8.	0.3	CL-	3.9	110.	4.8
K+	0.2	6.	0.3	SO4--	3.0	62.	2.7
CA++	34.0	1697.	75.6	HCO3-	122.0	1999.	87.5
MG++	6.5	535.	23.8	CO3--	0.0	0.	0.0
FE++	0.00	0.0	0.000	NO2-	0.000	0.0	0.000
FE+++	0.00	0.0	0.000	NO3-	7.0	113.	4.9
NH4+	0.0	0.	0.0	PO4---		KEINE ANALYSE	
ZN++		KEINE ANALYSE		F-	0.02	1.1	0.046
AL+++		KEINE ANALYSE					

SUMME     40.920     2245.55     100 %     135.920     2285.77     100 %  
KATIONEN-ANIONEN-DIFFERENZ NACH C. JOB = 0.3  
GESAMTIONENSTAERKE J     = 0.0034

GESAMTMINERALISIERUNG     =     176.840 MG/KG

UNDISSOZIIERTE RESTANDTEILE

FREIE KOHLENSAEURE     5.5 MG/L  
UEBERSCHUESS. CO2     4.3 MG/L  
ZUGEHOEERIGE CO2     1.2 MG/L  
SAUERSTOFF O2     4.8 MG/L  
SAUERSTOFFSAETTIGUNG     41 %  
KIESELSAEURE     0.5 MG/L SiO2

PROZ. CA-ANTEIL DER GH     76.0 %

KATIONENVERHAELTNISSE

NA : K     1.275     NA : LI     0.000     K : LI     0.000  
CA : MG     3.171     CA : SR     0.000     MG : SR     0.000  
FE : MN     0.000     FE : ZN     0.000     FE : AL     0.000  
(NA+K) : LI     0.000     (CA + MG) : SR     0.000  
(NA+K) : (CA+MG)     0.006

ANIONENVERHAELTNISSE

CL : SO4     1.761     CL : NO3     0.974     CL : F     104.505  
HCO3 : CL     18.175     HCO3 : SO4     32.010     HCO3 : F     1899.377  
NO3 : NO2     0.000     NO3 : PO4     0.000     NO3 : F     107.258

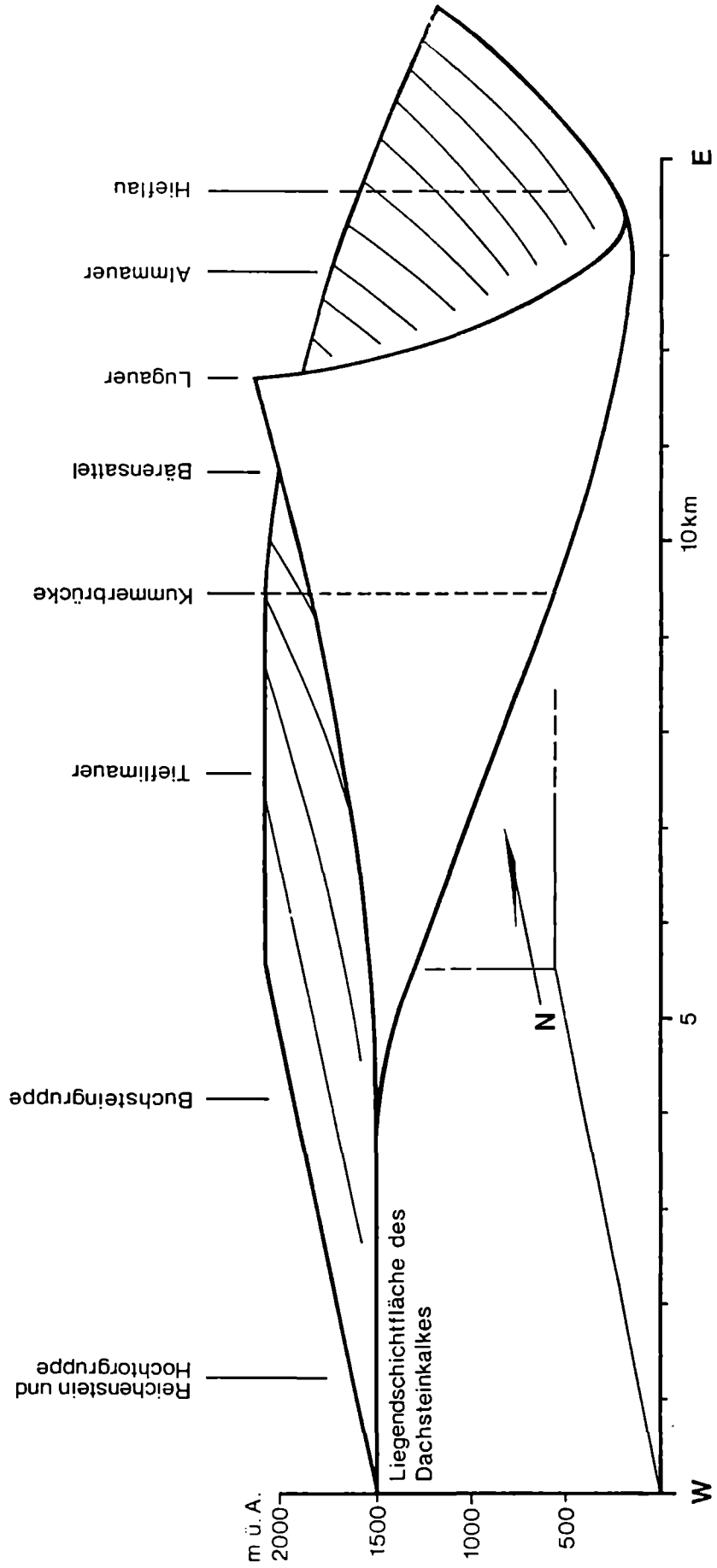
KATIONEN-ANIONENVERHAELTNISSE

CA : CL     15.423     NA : (HCO3+CO3)     0.004  
POS. BASEN-AT-I     0.873     NE. BASEN-AT-I     0.044  
SAR     0.007     (NA+K) : CL     0.127  
(NA-CL) : SO4     -1.636     (CL - NA) : MG     0.191

GESAMTHAERTE     6.25 DMG  
KARBONATHAERTE     5.60 DMG  
NICHTKARBONATH     0.65 DMG

BERECHNUNG DURCH PROGK -ID HYDROC CODIERT VON DR. W. KOLLMANN  
GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT WIEN     F A. HYDROGEOLOGIE

Abb. 1:  
Vereinfachtes hydrogeologisch-tektonisches Bauschema der Gesäuseberge



## PROBLEMATIK DER MITTELTRIAS VON GROSSREIFLING

H. SUMMESBERGER

### EINLEITUNG

Die mitteltriadische Schichtfolge von Großreifling umfaßt etwa 25 m Steinalkalk, etwa 130 m Gutensteiner Kalk, etwa 20 m Unteren Reiflinger Kalk und 50 m Oberen Reiflinger Kalk mit Einschaltungen von Partnachmergeln. Die Hangendpartien sowie der konkordant folgende Göstlinger Kalk werden heute zur Obertrias gezählt. Konkordant folgt weiters die Lunzer Schichtengruppe.

### GROSSREIFLING ALS TYPUSLOKALITÄT DES ANIS

Seit WAAGEN & DIENER 1895 ist Großreifling eine Schlüsselstelle in der Triasstratigraphie geworden. Die zwei damals bekannten Faunen vom Tiefengraben und Gamsstein gaben den Anlaß, hier die Typuslokalität ihrer neuen Stufe, des ANIS, festzulegen (fluvius anisius = Enns). Heute sind in Großreifling vier anisische, eine ladinische und eine karnische Ammonitenfauna nachgewiesen. Durch die biostratigraphische Erweiterung des Anis (ASSERETO 1973) nach unten ging zwar die Bedeutung Großreiflings als Typuslokalität verloren; als "reference section" für die internationale Stratigraphie ist Großreifling nach wie vor eine Schlüsselstelle geblieben.

### DIE AMMONITENFAUNA VON GROSSREIFLING

#### a) Rahnbauerkogel - Fauna:

ARTHABER 1896 nennt eine ganze Anzahl von Arten der Gattung *Balatonites*, die bislang nicht revidiert worden sind. Möglicherweise sind alle in die Variationsbreite des *B. balatonicus* (MOJS.) zu stellen. Als weiterer wichtiger Vertreter der Ammoniten ist *Paraceratites binodosus* zu nennen.

Alter: Pelson, *Balatonicus* Zone

b) Tiefengraben - Fauna:

18 Gattungen von Cephalopoden, darunter: *Paraceratites*, *Balatonites*, *Norites*, *Discoptychites*, *Acrochordiceras*, *Pleuromutilus*.

Alter: Pelson, jünger als Rahnbauerkogelfauna

c) Wasserstein - Fauna:

(= Kapelle = Salzbrücke): *Paraceratites trinodosus*, *Piarorhynchia trinodosi*, *Mentzelia mentzeli*.

Alter: Illyr, *Trinodosus* Zone

d) Gamsstein - Fauna:

Die Fauna stammt aus einem Profilstück, das nördlich von Palfau am Südabhang des Gamssteins liegt. Es ist nicht mehr im Bereich der Großreiflinger Scholle gelegen und daher nicht in das Profil projiziert. Die Fauna ist die jüngste anisische und enthält *Flexoptychites* und *Bulogites*.

Alter: Illyr, *Avisianus* Zone (= *Parakellnerites* Z. = *Ticinites polymorphus* Z. = *Protrachyceras reitzi* Z.)

Im Ladin ist nur die jüngste Ammonitenzone (*Regoledanus* Z.) durch *Frankites* cf. *regoledanus* belegt. Die alte Fundstelle der *Daonella lommeli* liegt heute unzugänglich unter dem Wasserspiegel des Stausees. Eine neue Fundstelle von *D. lommeli* machen MOSTLER & SCHEURING 1974 von einer neu angelegten Forststraße im Scheiblinggraben bekannt. Mit *Halobia vixaurita*, *H. fluxa* und *Daonella cassiana* ist die *Aon* Subzone des Unterkarn belegt (= *Cordevol*, KRYSTYN 1976).

Die *Aonoides* Subzone ist nur mit Conodonten abgesichert. Die *Austriacum* Subzone ist durch eine gute Megafauna mit *Trachyceras (Austrotrachyceras) austriacum*, *T. (A.) patroclus*, *T. (A.) triadicum* belegt (KRYSTYN 1983).

#### GROSSREIFLING ALS LITHOSTRATOTYPUS DES REIFLINGER KALKES

Seit HAUER 1853 ist der Begriff Reiflinger Kalk in die Literatur eingeführt. Als Lithostratotypus kann der erhalten gebliebene Steinbruch am Eingang des Scheiblinggrabens gelten. Ebenfalls aus diesem Steinbruch stammt der Rest des großen Ichthyosauriers (cf. *Toretocnemus* sp.) von Großreifling, der 1863 beim Brand des Stiftes Admont vernichtet worden ist. Lithologische Beschreibung und Übersicht über Verbreitung, Stratigraphie und Paläogeographie der Reiflinger Fazies findet sich bei TOLLMANN 1976.

## DIE GROSSREIFLINGER SCHOLLE

Dieser tektonische Begriff geht auf AMPFERER 1931 zurück, der die klar durch tiefreichende tektonische Linien begrenzte Einheit als fernüberschoben deutete. Erst STEINER 1965 führte die Großreiflinger Scholle wieder in den Faziesverband der Lunzer Decke zurück. Seine Argumente, die bis heute nicht bezweifelt worden sind: fazielle Zusammengehörigkeit und analoge tektonische Muster der Nachbargebiete. A.TOLLMANN 1976, S.267, zählt den Bereich der Großreiflinger Scholle zum Tirolischen Deckensystem.

## LITERATUR

- ARTHABER, G. v.: Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke. I., II. - Beitr. Paläont.Geol.Österr.Ung., 10, Wien 1896.
- ASSERETO, R.: Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. - Sitzungsber.Österr.Akad.Wiss., mathem.-naturw.Kl., Abt.I, 179, 1-4, 25-53, Wien 1971.
- Aegean und Bithynian: proposal for two new Anisian substages. - The stratigraphy of the Alpine-Mediterranean Triassic, Symposium Vienna, 1973. - Österr.Akad.Wiss., Schriftenreihe erdwiss.Komm., 2, 23-39, Wien 1973.
- KRYSTYN, L.: Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. In: Beitr.z.Biostratigraphie der Tethys-Trias. - Österr.Akad.Wiss., Schriftenreihe erdwiss.Komm., 4, 37-76, Wien 1978.
- Das Epidaurus-Profil (Griechenland) - ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. - Österr.Akad.Wiss., Schriftenreihe erdwiss.Komm., 5; Neue Beitr.z.Biostratigraphie der Tethys-Trias, 231-258, Wien 1983.
- MATURA, A. & SUMMESBERGER, H.: Geology of the Eastern Alps (An Excursion Guide). - Abh.Geol.B.-A., 34, 103-170, 52 Abb., 10 Tab., Wien 1980.
- MOJSISOVICS, E. v., WAAGEN, W. & DIENER, C.: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. - Sitzungsber.Österr.Akad.Wiss., mathem.-naturw.Kl., 104, 1271-1302, Wien 1895.
- MOSTLER, H. & SCHEURING, B.W.: Mikroflora aus dem Langobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem der Keupersedimentation im Germanischen Raum. - Geol.Paläont.Mitt. Innsbruck, 4/4, 35 S., 3 Abb., 2 Taf., Innsbruck 1974.
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L.: Der Stratotypus des Anis (Trias). - Ann. Naturhist.Mus. Wien, 76, 515-538, 4 Abb., 1 Taf., Wien 1972.
- ZAPFE, H.: Das Forschungsprojekt "Triassic of the Tethys Realm". - IGCP-Proj.4. Abschlußbericht in: Neue Beitr.z.Biostratigraphie der Tethys-Trias. - Österr.Akad.Wiss., Schriftenreihe erdwiss.Komm., 5, 7-16, Wien .

1. Steinbruch am Eingang des Scheiblinggrabens:

Lithostratotypus für den Oberen Reiflinger Kalk, Fundstelle des Ichthyosauriers cf. *Toretocnemus* sp.. Hornsteinreicher Knollenkalk, Tuffitlagen sind nur in der Streichendfortsetzung im Scheiblinggraben derzeit zu beobachten.

Alter: Langobardisch

2. Aufschluß an der Straße Großreifling - Palfau beim Stollenmundloch:

Oberer Reiflinger Kalk mit Mergellagen, Hornsteinführung. *Daonella* cf. *indica* in kieseliger Erhaltung.

Alter: Langobardisch

Felsanker im steilstehenden Reiflinger Kalk.

3. (Nur bei ausreichender Zeit) - Fußweg auf den Rahnbauerkogel:

Hangendste Lagen des Gutensteiner Kalkes, Fundstelle ARTHABER's mit Balatoniten und *Enteropleura bittneri*.

4. Aufschluß an der Straße Großreifling - Palfau nächst einem Bildstock oberhalb der Salzabücke (= Kapelle b. ASSERETO 1971; = Kohlung Wasserstein b. ARTHABER 1896):

Knolliger Unterer Reiflinger Kalk. Fundstelle mit *Paraceratites trinodosus*, *Piarorhynchia trinodosi* und *Mentzelia mentzeli*.

Alter: Illyr, *Trinodosus* Zone

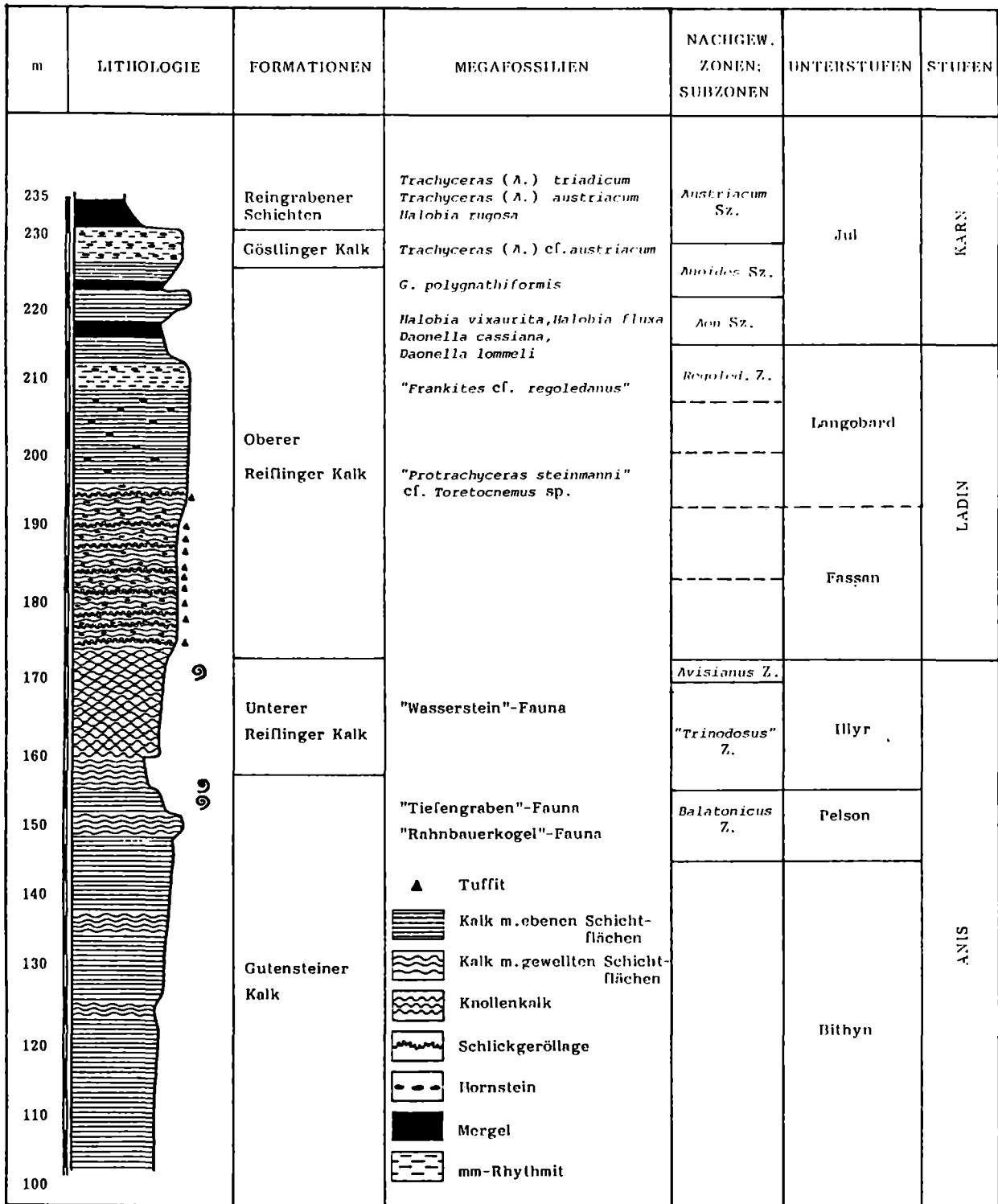


Abb. 1: Das Profil von Großreifling.  
 Dargestellt ist nur der biostratigraphisch interessante höhere Abschnitt.  
 Nach SUMMESBERGER & WAGNER 1972, mit Ergänzungen und Abänderungen nach ASSERETO 1971, MOSTLER & SCHEURING 1974, KRISTYN 1978 und mündlicher Mitteilung von KRISTYN 1984.



## DAS GOSAUBECKEN VON GAMS UND SEIN RAHMEN

H. A. KOLLMANN

### TEKTONISCHE ÜBERSICHT

Die Interntektonik des Gosaubeckens von Gams ist im Detail sehr kompliziert. Für eine genauere Darstellung sei daher auf H. A. KOLLMANN 1964 verwiesen.

Das Becken gliedert sich in zwei Abschnitte: Einen NW-SE streichenden Westteil und einen E-W verlaufenden Ostteil. Dazwischen liegt ein "Aufbruch" von unter- und mitteltriadischen Gesteinen, die am Zusammentreffen von zwei Bewegungs-Vergenzen aufgepreßt und später noch geringfügig gegen E bzw. NE jüngeren Schichten aufgeschoben wurden. Nördlich des Gosaubeckens wurden dadurch Oberalmer Schichten und Plassenkalk, im Bereich des Gosaubeckens selbst Gesteine des Alttertiärs überschoben. Während diese Bewegung also nachgosauisch erfolgt ist, war die Aufbruchzone als tektonisches Element auch syngosauisch wirksam, wie die unterschiedliche Schichtfolge in den Beckenteilen zu deren beiden Seiten zeigt.

Der Südrand der Gamser Gosau wird einheitlich von einer Überschiebungslinie gebildet. Mit dieser nachgosauischen Überschiebung wurde eine Scholle von Konglomeraten und Tonmergeln des Campan aus dem Verband gelöst und gegen SE geschoben. In einem kleinen Fenster und einem Halbfenster treten Gesteine des Alttertiärs unter diesen hervor.

### SCHICHTFOLGE

Im Westteil des Beckens beginnt die Sedimentation mit Sandsteinen und Konglomeraten. Die darüber folgende Kohleführende Serie besteht aus Sandstein, Sanden und Tonmergeln. In diesen wurde von H. A. KOLLMANN 1964 *Marginotruncana angusticarinata*, *Marginotruncana concavata*, *Marginotruncana coronata*, *Marginotruncana marginata*, *Marginotruncana linneiana* und *Marginotruncana tricarinata* nachgewiesen. Die Fauna wurde ursprünglich in eine "concovata-Zone" zusammen-

gefaßt, deren Alter mit Coniac-Santon angegeben, aber nicht festgelegt wurde. Nach der neueren Literatur ist die Foraminiferen-Vergesellschaftung in das Coniac einzustufen.

Den größten Teil der Folge im westlichen Gamser Becken nehmen dunkelgraue Tonmergel und Sande ein, die eine Mächtigkeit von rund 750 m aufweisen. Dieser umfaßt den oberen Abschnitt des Coniac und das gesamte Santon, wobei allerdings eine genaue Abgrenzung noch durchzuführen ist. Unteres Campan konnte im Westteil des Gamser Beckens nicht nachgewiesen werden, dafür aber höheres Campan mit *Globotruncana ventricosa* WHITE, *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ, u.a.. Diese Tonmergel werden von Konglomeraten überlagert.

Die stratigraphisch tiefsten Gesteine des Ostteils der Gamser Gosau, also östlich der Aufbruchzone, sind mit denen der basalen Zone des Westteils vergleichbar. Diese treten allerdings nur in einem räumlich begrenzten Abschnitt am Nordrand auf.

Im Gegensatz zum Westabschnitt treten hier Tonmergel und Sandsteine des Unter-Campan auf. Diese sind durch *Globotruncana elevata* (BROTZEN) und *Globotruncana fornicata* PLUMMER charakterisiert. Die Sedimentation geht ohne Unterbrechung in das höhere Campan über, dessen Fauna der des Westabschnittes entspricht. Wie dort ist auch im Ostabschnitt das obercampane Konglomerat am Südrand weit verbreitet.

Im oberen Campan beginnt die Sedimentation der Nierentaler Schichten, wobei Gebiete am Nordrand erfaßt werden, wo die Sedimentation seit der Ablagerung der Basisbildung unterbrochen war. Diese werden von den Nierentaler Schichten diskordant überlagert.

Die Nierentaler Schichten umfassen einen zeitlichen Abschnitt vom oberen Campan bis in das Paleozän. Das obere Campan ist durch *Pseudotextularia elegans* RZEHAK, *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncana rosetta* (CARSEY), u.a. gekennzeichnet. Im obersten Campan tritt *Globotruncana calcarata* CUSHMAN hinzu.

Die Untergrenze des Maastricht wird mit dem Erstauftreten der *contusa*-Gruppe gezogen, die zum oberen Maastricht mit *Abathomphalus mayaroensis* BOLLI.

Nach oben reicht die Nierentaler Fazies bis in die Zone des *Planorotalites pseudomenardii* des Paleozän. Das Einsetzen der Nierentaler Fazies stellt eine bedeutende Absenkung des Sedimentationsraumes dar. Wie E. KRISTAN-TOLLMANN und

A. TOLLMANN 1976 gezeigt haben, treten darin auch Olistolithe von älteren Gosau-Gesteinen auf. In der "*Morozovella velascoensis*-Zone" setzen die Zwieselalm-Schichten ein, die eine Flysch-Sedimentation darstellen. Das weitgehende Fehlen von Faunen weist darauf hin, daß Wassertiefen um die CCD erreicht wurden. In der Zone der *Morozovella subbotinae* des Eozän endet die Folge.

#### LITERATUR

- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. - Mitt.Geol.Ges. 63:52-141, 7 Textfig., 8 Abb., 2 Beil., 19 Pl., 1 Tab., Wien 1972.
- KOLLMANN, H.A.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). - Jb.Geol.B.-A. 107:71-159, 5 Fig., 4 Pl., Wien 1964.
- KOLLMANN, H.A. & SUMMESBERGER, H.: WGCM-4th Meeting 1982: Gosau Basins in Austria. - Exkursionsführer, 105 S., Textfig., Wien 1982.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Neue Flabellinen (Foraminifera) aus dem Senon der Gamser Gosau, Österreich. - Sitzungsber. Österr.Akad. Wiss., Mathem.-naturw.Kl., I, 185:307-321, 5 Textfig., Wien 1976.
- SOWERBY, J.D.C.: In: A.SEDGWICK & E.MURCHISON: A sketch of the structure of the Eastern Alps; with sections through the newer formations of the northern flanks of the chain, and through the Tertiary deposits of Styria. - Transactions Geol.Soc. London, 2.Ser., vol.3, 2, 301-420, Tf.35-40, London 1832.

Anschrift des Autors: Dir.Dr. Heinz A. KOLLMANN  
Naturhistorisches Museum  
Burgring 7, A-1014 Wien

## 1. Profil "Noth"

Durch die alte Forststraße in die Noth-Klamm ist eine Folge von dunkelgrauen Sanden und Rudisten- Biohermen aufgeschlossen. Das Profil setzt sich in einem kleinen, von Süden kommenden Seitenbach des Gamsbaches fort, wo nahe der Straße zwei verfallene Mundlöcher von Kohleschürfen zu sehen sind.

Das Profil ist besonders vom ökologischen Standpunkt interessant, da es das Vorkommen von *Trochactaeon* in marinen Sedimenten zeigt. Das wird aus der bei fast allen Gehäusen auftretenden Zerstörung durch Bohrschwämme abgeleitet. Ein anderer Hinweis mariner Bedingungen ist das gemeinsame Vorkommen von *Trochactaeon lamarcki* (SOWERBY) und der ästigen Koralle *Cladocora tenuis* (REUSS).

In den eingelagerten Rudisten-Biohermen treten die Arten *Hippurites (Vaccinites) sulcatus* DEFRANCE und *Hippurites (Vaccinites) gosaviensis* DOUVILLÉ auf.

Die Lokalität "Noth" ist die Typlokalität von *Trochactaeon lamarcki* SOWERBY. Die Art tritt hier in großer Anzahl auf und wurde von J.D.C.SOWERBY 1832 nach Stücken beschrieben, die SEDGWICK und MURCHISON auf ihrer Ostalpen-Reise im Jahr 1829 gesammelt hatten.

## 2. Profil "Noth-Klamm"

Vom Westen kommend wird das Profil der Noth-Klamm entlang der alten Forststraße begangen. Die Schichtfolge wird daher vom Hangenden in das Liegende gequert.

### 2.1 Massige Kalke des Malm

Nach A.FENNINGER und H.-L.HOLZER 1972 handelt es sich um massige Biointra-Intra-Onko- bis Pelsparite mit Foraminiferen der Familien Ophtalmidiidae und Miliolidae, Bryozoa und Algen (*Clypeina jurassica* FAVRE, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI)).

Die Kalke sind somit als Flachwasser-Kalke anzusprechen, die sich allerdings von den östlich der Noth auftretenden Plassenkalken unterscheiden. Nach A.FENNINGER und H.-L.HOLZER 1972 sind die massigen Kalke der Noth als Übergangsfazies zwischen Schwellen- und Beckenfazies anzusprechen.

## 2.2 Oberalmer Schichten

Folge von im cm-dm-Bereich gebankten, graubraunen Kalken. Stark verfaltet. Nach A.FENNINGER und H.-L.HOLZER 1972 sind es Biomikrite mit Radiolarien, Spiculae, Foraminiferen, sehr selten *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* LOMBARD. In manchen Bänken gehen die Biomikrite in Pelsparite bis Pelmikrite über, die selten *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) führen. Nach A.FENNINGER und H.-L.HOLZER 1972 ist die Einschaltung von Feinschutt für den Übergang zu Flachwasserkalken (z.B. am Sandling und am Loser) charakteristisch.

## 2.3 Klauskalk (bei Weg-Abzweigung zur Kraus-Höhle)

Weiß bis bunte Biomikrite mit Filamenten und selten Echinodermenplatten (nach A.FENNINGER und H.-L.HOLZER 1972). Die Kalke enthalten häufig die Muschel *Posidonia alpina* GRAS und sind somit in den Dogger einzustufen.

## 2.4 Hierlatzkalk

Echinodermenplatten in rotbrauner Grundmasse. Die Mächtigkeit schwankt im Streichen stark, was durch die Auflagerung auf ein unregelmäßiges Relief des Dachsteinkalkes bedingt ist. Alter: Lias.

## 2.5 Dachsteinkalk bis Eingang der Noth-Klamm

Alter: Obere Trias.

## 3. Eingang Noth-Klamm

Zwischen Dachsteinkalk und einer Serie von Werfener Schichten, Saalfeldener Rauhwacke und Gutensteiner Dolomit sind basale Gesteine der Gosau-Gruppe tektonisch eingeklemmt. Sie enthalten häufig die Actaeonellidae *Trochactaeon goldfussi* (D'ORBIGNY) und *Neocylindrites gosaviensis* (KOLLMANN).

Der Aufschluß ist Teil einer syn- bis nachgosauisch wirksamen Bewegungsfläche. Der triadisch-jurassische Rahmen samt den Gosauauflagerungen des Westlichen Gamser Beckens wird durch die unter- bis mitteltriadische "Gamser Aufbruchzone" abgeschnitten. Rückweg durch die Noth-Klamm bis Weg zur Kraus-Höhle. Hier Abstieg zur Quelfassung für das Schwimmbad, Straße bachabwärts, vorbei am Schwimmbad. Akogl-Güterweg.

#### 4. Akogl-Güterweg, erste Kehre

Basale Gosau-Serien mit wenig verfestigtem Grob-Konglomerat, dessen Komponenten ausschließlich aus kalkalpinem Material bestehen. Darüber kohlige Serie mit zahlreichen Exemplaren des kleinen Cerithiiden *Pirenella muensteri* (KEFERSTEIN) und von *Cassiope kefersteini* (MÜNSTER).

Die kohleführende Serie tritt entlang des gesamten Akogl-Abhanges auf. Im 15. und in der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts wurde hier nach Gagat geschürft, der als Schmuckstein Verwendung fand.

Die Gosauschichten werden von einer NW-SE verlaufenden Störung durch die Jurakalke des Akogls und der Noth abgeschnitten. Die Harnisch-Striemung zeigt ein Abtauchen der Gosauschichten gegen 120/30 an.

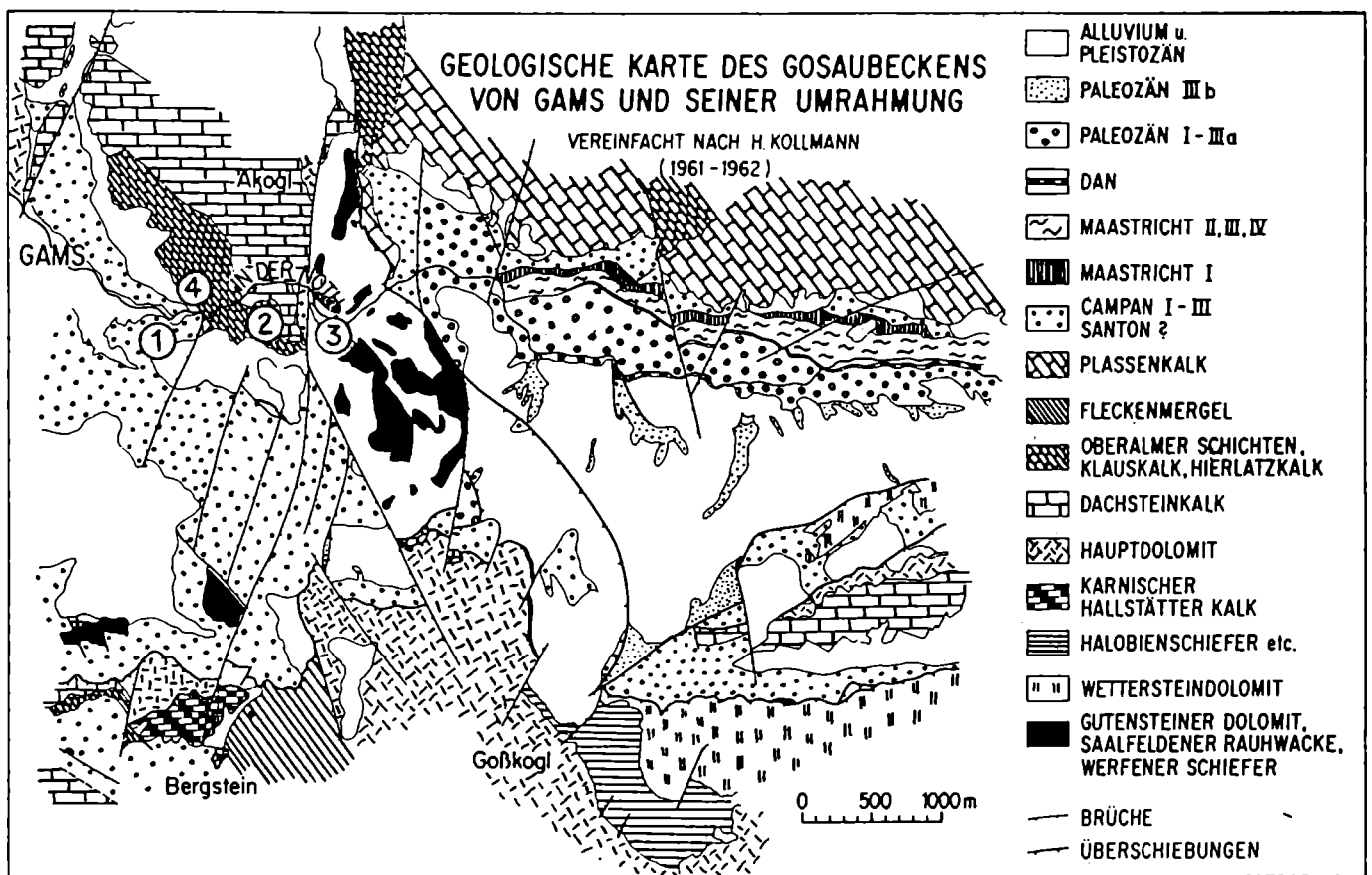


Abb.1: Lage der Exkursionspunkte bei Gams.

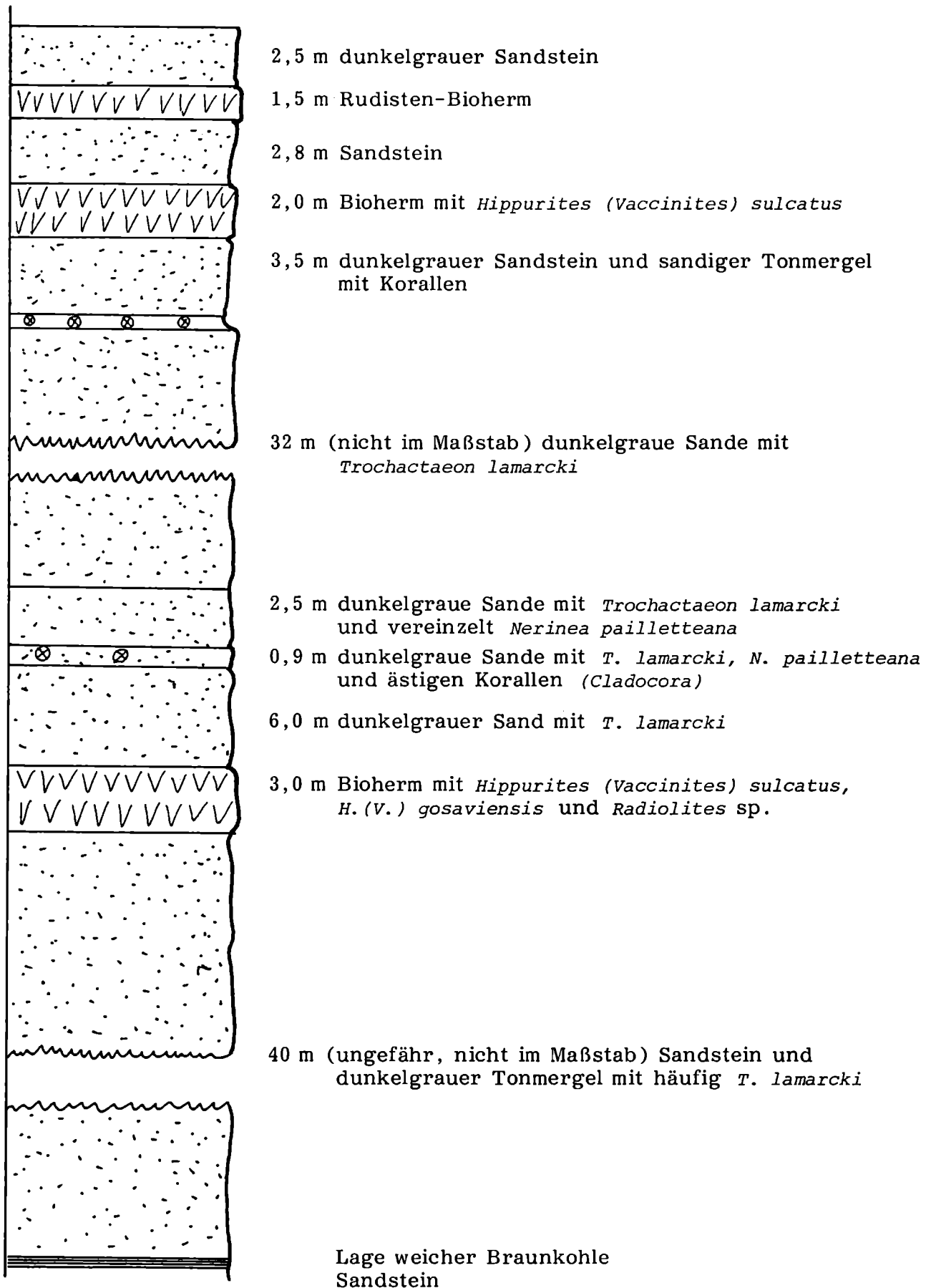


Abb.2: Profil des Aufschlusses "Noth", Gams bei Hieflau (nach KOLLMANN und SUMMESBERGER 1982).



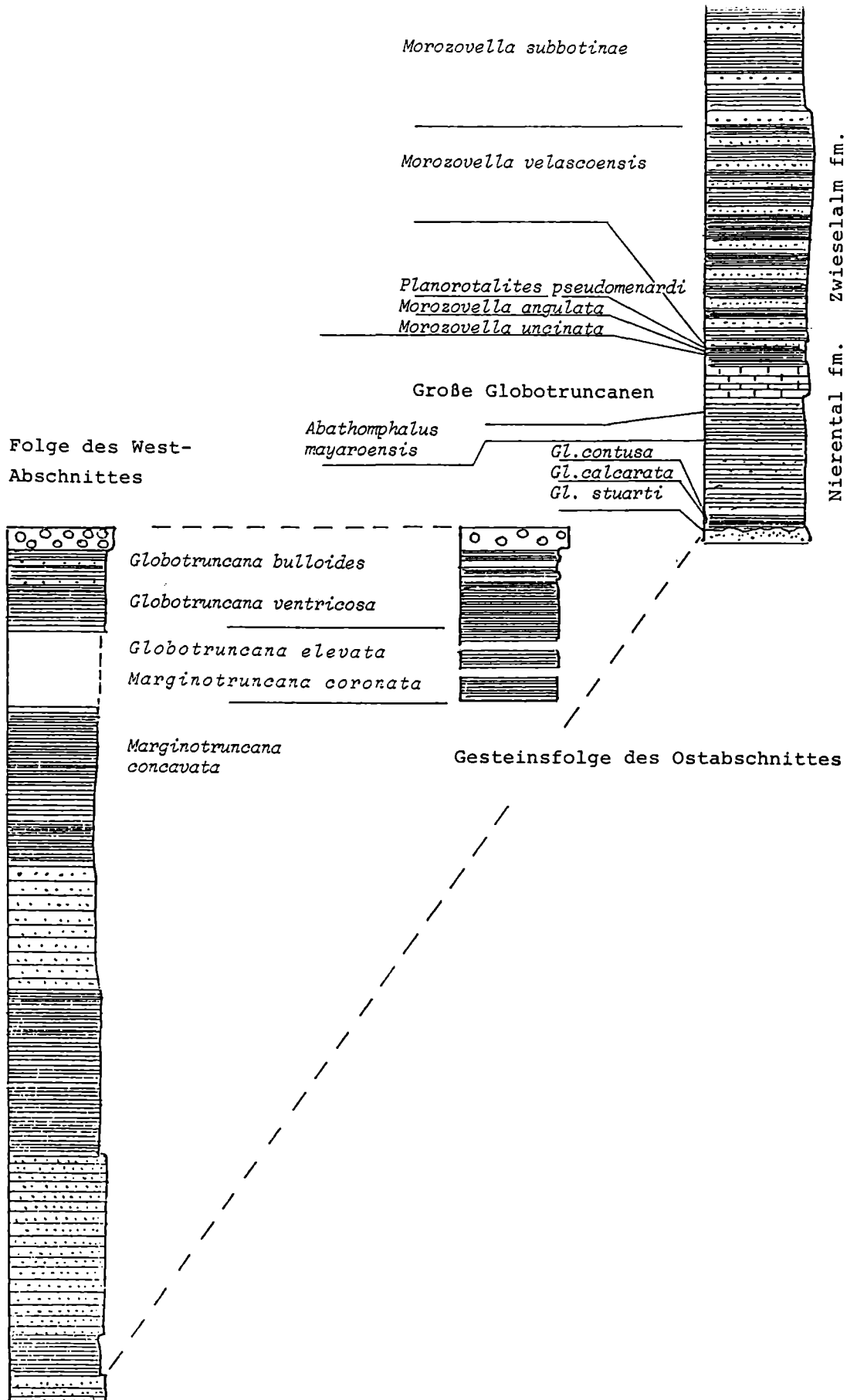


Abb. 3: Vergleich der Schichtfolgen des West- und des Ostabschnittes des Gosaubeckens von Gams (aus: KOLLMANN und SUMMESBERGER 1982).

VERSUCHE ZUR FASSUNG  
DER TEMPERIERTEN SCHWEFELQUELLE  
VON GAMS BEI HIEFLAU

H. ZETINIGG

INHALT

1. Einleitung
2. Die Quelle in der Literatur
3. Die Untersuchungen und Erschließungsversuche in der Zeit von 1974 bis 1979
4. Die geologischen Verhältnisse in der Umgebung der Quelle
5. Interpretation der hydrochemischen und isotopenhydrologischen Messungen
6. Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse
7. Nachwort
8. Verwendete Literatur

1. EINLEITUNG

Unmittelbar am Ufer des Gamsbaches, kurz vor dem Ausgang der Klamm "Die Noth" östlich von Gams bei Hieflau, ist seit langem eine warme und schwefelhaltige Quelle bekannt, die vielfach als Schwefeltherme bezeichnet wurde. Wie F. KRAUS 1897 berichtet, bestand damals in Gams ein Mineralbad, das eine Wintertemperatur von 14 °R und eine Sommertemperatur von 16-20 °R aufwies. Für die Speisung dieses Bades wurde die Quelle aus der Klamm mittels einer Holzrohrleitung zugeleitet. Anfang unseres Jahrhunderts wurde dieses Mineralbad stillgelegt, und die Quelle geriet allmählich in Vergessenheit, da keine wirtschaftliche Basis für weitere Erschließungs- und Nutzungsversuche gefunden werden konnte.

Einzelne, kurze Aufschließungsversuche nach dem Zweiten Weltkrieg führten zu keinem Ergebnis. Im Jahre 1974 lenkte der damalige Obmann des Verkehrsvereines Gams, Bürgermeister H. LUSSMANN, die Aufmerksamkeit wieder auf diese Quelle, da es ihm an der Zeit schien, endlich festzustellen, ob sie zum Nutzen der Gemeinde praktisch verwertbar wäre. Für die Durchführung der diesbezüglichen Untersuchungen gelang es ihm, die Hilfe des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung zu erlangen. So wurde die Fachabteilungsgruppe Landesbaudirektion, Referat für wasserwirtschaftliche Rahmenplanung, und bezüglich der Chemie die Fachabteilung Ia, Gewässergüteaufsicht, hiemit betraut. Auf Grund der vielfältigen und schwierigen Fragen hydrochemischer und geophysikalischer Natur wurden vom Referat H. JANSCHKEK und H. ZOJER für Spezialuntersuchungen herangezogen. Da es innerhalb der Untersuchungsperiode 1974 bis 1979 möglich war, eine Reihe von Messungen erfolgreich durchzuführen und wenigstens generell die wichtigsten Eigenschaften der Quelle zu erfassen, soll nun hierüber ein zusammenfassender Bericht vorgelegt werden.

## 2. DIE QUELLE IN DER LITERATUR

In einer Arbeit über die Gipsbildungen in der Krausgrotte bei Gams erwähnt F. HAUER 1885 erstmalig, daß unmittelbar unter der Krausgrotte, ungefähr 100 m tiefer als ihr Eingang, im Bachbett eine Quelle entspringt und bringt ihr nach Schwefelwasserstoff riechendes Thermalwasser mit der Krausgrotte in Zusammenhang.

A. F. REIBENSCHUH weist 1889 auf die Schwefeltherme in Gams bei Hieflau hin, wobei er feststellt, daß eine Gewinnung derselben wohl mit vielen Schwierigkeiten verbunden sein wird, da sie sich sehr schnell mit dem Wasser des Gamserbaches mengt. Auch J. HÖHN 1915 erwähnt diese damals ungenutzte Quelle, zählt sie aber nicht mehr zu den Schwefelquellen, sondern unter Bezugnahme auf eine unvollständige Analyse aus dem Jahre 1911 zu den alkalisch-muriatischen Quellen. Auch wird der Geruch nach Schwefelwasserstoff und eine Temperatur von 19 °C erwähnt.

Aus dem Jahre 1947 liegt ein geologisches Gutachten von Th. MÜLLER vor. In diesem Gutachten sind die Wasseraustritte kurz beschrieben. Wesentlich erscheint, daß in diesem Gutachten von einer Mischung zwischen Thermal- und Bachwasser des Gamsbaches gesprochen wird. Nach Ansicht MÜLLER's könnte diese Zumischung von kaltem Wasser durch eine geeignete Fassung ausgeschaltet werden. Weiters wird über zwei Bohrungen zur Verfolgung der Wasseraustritte berichtet. Leider sind jedoch keine näheren Angaben über die Ansatzpunkte und den Zeitpunkt der Bohrungen vorhanden. In der ersten Bohrung wurde angeblich eine Sprengung vorgenommen.

Die zweite Bohrung erreichte eine Tiefe von 32 m.

H.A.KOLLMANN berichtet 1964 ebenfalls über die Schwefelquelle in "Der Noth", wobei er im wesentlichen aber F.HAUER 1885 zitiert.

Zu diesen schriftlichen Berichten kommen mündliche Überlieferungen von mehrmaligen Aufschließungsarbeiten in Form von Grabungen. Leider existieren laut Mitteilung von Bürgermeister LUSSMANN keinerlei schriftliche Aufzeichnungen über diese Maßnahmen, außer den zuvor zitierten Bemerkungen im Gutachten von Th.MÜLLER. Lediglich der Befund einer Wasseranalyse liegt vor, der im Institut für anorganische und analytische Chemie der Universität Graz im Jahre 1971 ausgefertigt wurde. Nach diesem Befund ist die Charakterisierung als Schwefelquelle eigentlich nicht zulässig, und es wird darauf verwiesen, daß man hier vor allem auf die Temperatur achten müsse. Wesentlich ist jedoch, daß es sich aus damaliger chemischer Sicht um ein Mischwasser von Quelle und Bach handelte.

Über die Temperatur dieser Schwefelquelle liegen leider ebenfalls keine systematischen Aufzeichnungen oder genaue Beobachtungen vor. Laut Überlieferung soll die Temperatur ungefähr 27 °C betragen haben, doch wird auch von beträchtlich höheren Temperaturen gesprochen. Wesentlich für die Frage der Temperatur ist die Beobachtung, daß auch im Winter (Frostwetter) der Bach unterhalb des Quellaustrittes nie zufriert. Es scheint also doch entweder ein recht warmes oder eine größere Menge kühleren Wassers dem Bach zugeführt zu werden.

Aus allen diesen Darlegungen sieht man, daß diese Quelle immer wieder Interesse erweckt hat und auch die Geologen, die sich mit diesem Gebiet befaßt haben, öfter auf diese Quelle Bezug genommen haben, ohne daß es zu einer praktischen, längerdauernden Verwertung oder zu einer Klärung ihres Charakters gekommen wäre.

### 3. DIE UNTERSUCHUNGEN UND ERSCHLIESSUNGEN IN DER ZEIT VON 1974 - 1979

Die ersten Probennahmen für chemische Untersuchungen erfolgten auf Grund eines im Mai 1974 erstellten Untersuchungsprogrammes am 25.7.1974. Dabei wurden an dem am linken Ufer des Gamsbaches gelegenen Quellaustritt Messungen durchgeführt (siehe Tab.1). Damals zeigte der Gamsbach auf Grund vorangegangener starker Niederschläge eine erhöhte Wasserführung. Da zwischen Quelle und Bach nur ein Niveauunterschied von 5-10 cm bestand, wurde die Trennung von Quelle und Bach für die weitere Untersuchung, insbesondere Mengennmessungen, dringend verlangt. Um diese zu erreichen, sollte der Bach mittels eines hölzernen Fluders an der Quelle vorbeigeleitet werden.

Bei einer weiteren örtlichen Erhebung am 7.10.1974, zu einer Zeit geringer Wasserführung des Gamsbaches, konnten an der Quelle höhere Temperaturen (siehe Tab.1) festgestellt werden. Zur Auffindung der Aufstiegsbahnen der warmen Wässer wurde der Einsatz geophysikalischer Meßmethoden erörtert und die Durchführung von Bodentemperaturmessungen in Bohrlöchern von 3 m Tiefe und 1,5" Durchmesser angeregt. Diese Bodentemperaturmessungen konnten jedoch in der Folge auf Grund der topographischen Verhältnisse (enges Tal) und der Bodenbeschaffenheit (grober Wildbachschutt) nicht ausgeführt werden. Damals wurde auch von Bürgermeister LUSSMANN ein weiterer Wasseraustritt aus den entlang der rechten Talflanke anstehenden Plattenkalken festgestellt, der eine Temperatur von 15,4 °C aufwies und sohin einen deutlichen Thermalwassereinfluß anzeigt.

Nach dieser Messung war versucht worden, anstatt einer Fluderung wenigstens die Bachsohle im Bereich des Quellaustrittes tieferzulegen, um bessere Möglichkeiten für Probennahmen und eventuelle Ergiebigkeitsmessungen zu erhalten. Diese Maßnahme brachte jedoch, wie die Meßwerte und auch die chemischen Analysen der Wasserproben vom 17.2.1975 zeigen, keinen Erfolg.

In den folgenden Monaten wurden die Versuche, Quelle und Bach voneinander zu trennen, fortgesetzt. Dazu wurde die Quelle gegen den linken Talrand hin weiterverfolgt und eine Holzrinne eingebaut, an der am 8.10.1975 eine Schüttung von ca. 10 l/s mit 18,8 °C gemessen werden konnte. Im hangwärtigen Ende der Aufschließung wurde ein Brunnenring eingelassen, wodurch eine günstigere Möglichkeit für weitere Probennahmen geschaffen wurde.

Um nun einen allfälligen unmittelbaren und starken Einfluß des Gamsbaches nachzuweisen, wurde am 8.10.1975 ein Färbeversuch mittels Uranin durchgeführt, der ein negatives Ergebnis brachte. Hierbei wurden 20 dag Uranin in Wasser gelöst und ca. 60 m bachaufwärts über einen Zeitraum von 30 Minuten in den Bach dosiert.

Bei der nächsten Probennahme (4.11.1975) wurde die bisher höchste Wassertemperatur mit 20 °C festgestellt. Im Bericht von H.KRAINER 1975 über den Chemismus dieser Probe wird besonders hervorgehoben, daß der aktuelle Sauerstoffgehalt von nur 0,3 mg/l eine Zumischung von Oberflächenwasser aus dem Gamsbach zumindest im Nahbereich der Quelle unwahrscheinlich erscheinen läßt, was das Ergebnis des Markierungsversuches bestätigt. Bei dieser Erhebung gab die Temperatur (20 °) zu Hoffnungen Anlaß, und so wurde beschlossen, die Arbeiten zur Fassung der Quelle fortzusetzen. Diese Arbeiten wurden im Dezember 1975 und Jänner 1976 von der Baubezirksleitung Liezen durchgeführt, wobei der Gamsbach im Bereich der

Quelle an den linken Talrand verlegt wurde. Ein Nachgraben an der Stelle des Quellaustrittes führte anfangs zu keinem Ergebnis, erst nach der Installation von Pumpen mit einer Leistung von insgesamt 130 l/s gelang es, den Wasserspiegel abzusenken und weitere Brunnenringe einzubauen. Am rechten Talrand wurde der Fels freigelegt, dabei senkte sich auch der dortige Quellaustritt (Temperatur 18 - 19 °C) gleichlaufend mit der Wasserspiegelabsenkung im Quelltümpel (Temperatur 14 °C) ab.

Im Jänner 1976 wurden im Auftrag der Gemeinde Gams zwei Bohrungen mittels eines Preßlufthammers ausgeführt. Die erste Bohrung (1/76) wurde beim Quellaustritt an der rechten Talflanke im Festgestein angesetzt und unter 75 ° Neigung gegen W bis 31,5 m Tiefe niedergebracht. Von 26-31 m Tiefe wurde dabei ein Hohlraum angefahren, in dem das Bohrgestänge durchfiel. Aus diesem Bohrloch floß sodann Wasser mit ca. 17 °C über. Am 3.1.1976 konnten sogar 21,2 °C gemessen werden. Zur gleichen Zeit betrug die Temperatur der linksseitigen Quellaustritte 17-18 °C. Eine zweite Bohrung (2/76) wurde südlich von 1/76 angesetzt und ebenfalls unter einer Neigung von 75 ° auf 36 m Tiefe niedergebracht. Auch bei dieser Bohrung konnte eine starke Klüftigkeit festgestellt werden. Nach Beendigung der Arbeiten stellte sich bei dieser Bohrung ein freier Überlauf mit einer Temperatur von nur 13 °C ein.

Auf Grund dieser Ergebnisse sowie auf Grund von Temperaturmessungen, die während der Schneeschmelze ausgeführt worden waren, wurde der Schluß gezogen, daß eine Auffüllung der Kluft und Karsthohlräume mit kalten Schmelzwässern erfolgt, die eine starke Vermischung und Verdünnung der temperierten Tiefenwässer bewirken. Es wurde sohin beschlossen, in den beiden Bohrlöchern weiterhin Temperaturmessungen auszuführen und weitere tiefergehende Bohrversuche zu unternehmen.

Am 14.2.1977, in einer Tauwetterperiode mit erhöhter Wasserführung des Gamsbaches, wurden von H.JANSCHKEK in den Bohrungen 1/76 und 2/76 Temperaturmessungen und Messungen des elektrischen Eigenpotentials vorgenommen. In einem Bericht über diese Messungen vertritt H.JANSCHKEK die Meinung, daß die gewonnenen Informationen für eine Tiefbohrung noch nicht ausreichen, sondern noch vier weitere Bohrungen von ca. 35 m Tiefe hergestellt und die Messungen bei einem niederen Karstwasserspiegel wiederholt werden müßten. Am Tage der Messung wurde aus B 1/76 ein Überlauf von 2-3 l/s mit 10,4 °C festgestellt. Obwohl der Ansatzpunkt der Bohrung B 2/76 weniger als 1 m von B 1/76 entfernt liegt, wurde an dieser kein Überlauf bemerkt. Es ist dies ein Hinweis auf eine Wasserführung in Karsthohlräumen und Klüften.

Daraufhin wurde die Bohrung 1/78 mit 41 m Tiefe und die Bohrung 2/78 mit 45 m Tiefe hergestellt. In beiden Bohrungen wurden Karsthohlräume angetroffen. An allen Bohrungen wurden sodann am 12.11.1978 wiederum von H.JANSCHKEK Temperatur- und Eigenpotentialmessungen vorgenommen. Auf Grund dieser Messungen gelangte H.JANSCHKEK zur Ansicht, daß der Aufstieg des Warmwassers entlang der Schichtflächen des Plattenkalkes erfolgt. Um nun diese Schichtflächen in größerer Teufe anzufahren, wurde auf Initiative der Gemeinde im Jahre 1979 ca. 30 m talabwärts des ursprünglichen, linksufrigen Quellaustrittes eine Bohrung bis 110 m Tiefe niedergebracht, die in massigen Dachsteinkalken endet. Danach wurden am 14.6.1979 in den Bohrungen 1/78 und 2/78 sowie in der neuen Bohrung 1/79 wiederum von H.JANSCHKEK geophysikalische Bohrlochmessungen vorgenommen und hierüber ein zusammenfassender Bericht vorgelegt, in dem die Ansicht vertreten wird, daß das warme Wasser im Bereich der Bohrungen nicht aus der Tiefe aufsteigt, sondern seitlich zufließt.

#### 4. DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE IN DER UMGEBUNG DER QUELLE

Die Quelle in "Der Noth" liegt nach einer Detailkartierung und gefügekundlichen Bearbeitung von F.EBNER 1977 in einer Aufbruchzone triadisch-jurassischer Karbonatgesteine, die entlang einer steilgestellten NW-SE Störung im Westen und einer N-S Störung im Osten von konglomeratisch-sandig-mergeligen Gosauschichten getrennt ist. Die Schichten der Aufbruchzone fallen mittelsteil nach SW und stellen eine durch schichtparallele Störungen zerlegte, vollständige stratigraphische Abfolge von der Obertrias (Nor-Rhät) bis zum Oberjura (Malm) dar. Nach den im Osten an N-S Störungen zwischengeschalteten Gosauschichten schließen anisische Rauhacken an, die in sedimentärem Kontakt zu Werfener Schichten stehen. Letztgenannte Gesteine sind für die Genese des Schwefelwassers auf Grund ihrer Eignung als Sulfatlieferanten von großer Bedeutung. Die primäre Austrittsstelle der Quelle aus dem Festgestein liegt innerhalb der basalen Anteile der jurassischen Plattenkalke und ist derzeit unbekannt. Nach den Ergebnissen der Detailkartierung und Gefügemessungen gliedert F.EBNER 1977 die Umgebung der Quelle in vier Bereiche:

Entlang der Straße zeigen im ersten Bereich die massigen Malmkalke keine eindeutig erkennbaren Schichtflächen, werden aber im Meterabstand von Klüften durchzogen, die entsprechend ihrer Raumlage zu drei Kluftsystemen vereinigt werden können. Dominant ist dabei ein mittelsteil nach SW einfallendes System, das auf Grund seiner Übereinstimmung mit den später beschriebenen Plattenkalken als Schichtung bezeichnet werden könnte. Das zweite System ( $K_2$ ) fällt mittelsteil nach SE, das dritte steilgestellte System ( $K_3$ ) streut in seinem Einfallen von SE bis NW.

Letztere Systeme zeigen Harnischflächen und Striemungen. Verkarstungsphänomene sind an alle drei Systeme gebunden. Für den Talverlauf des Gamsbaches scheint  $K_2$  als Richtung maßgeblich zu sein.

Den zweiten Bereich bildet der Kontakt der massigen Malmkalke zu den Plattenkalke (Oberalmerkalke). Es ist dies eine zu dem System  $K_3$  annähernd parallele Störung, die in ihrer Lage auch jener Störung entspricht, die im Westen zwischen den Gosauschichten und der Aufbruchzone auftritt. Das dominante Flächensystem sind Schichtflächen, die mittelsteil nach SW einfallen. Die liegenden Anteile der Plattenkalke im Bereich des Aufganges zur Krausgrotte sind tektonisch stark beansprucht. Schichtparallele Störungen ( $K_3$ ) treten häufig auf.

In den massigen Dachsteinkalken als dritter Bereich treten wiederum die Flächensysteme  $K_1$  bis  $K_3$  auf.  $K_1$  kann auch hier als Schichtung interpretiert werden. Sämtliche Systeme können durch Verkarstung erweitert und wasserführend sein.

In der Krausgrotte konnten auf Grund der Auskleidung der Wände mit Sinter- und Gipsbildungen nur an wenigen Stellen flächige Elemente erkannt werden. Beim Eingang der Höhle, der sich ca. 100 m über der Quelle befindet, treten steilgestellte Klüfte des Systems  $K_3$  auf, die teilweise verkarstet sind. Die Höhle in ihrer Gesamtanlage (tiefster Punkt 595 m Sh.) scheint dieser Richtung zu folgen.

Die massigen Dachsteinkalke der Klamm als vierter Bereich werden von Plattenkalke (bunte Jurakalke, Oberalmerkalke) überlagert. In einem danach anschließenden, etwa 15 m langen, aufschlußlosen Geländeabschnitt befindet sich am rechten Ufer des Bachbettes auch die Bohrung B 2/78. Die danach bachabwärts gut aufgeschlossenen Plattenkalke sind zuerst rötlich-grau und teilweise Hornstein führend. Im Übergangsbereich zu den einheitlich grau gefärbten Oberalmerkalken sind die Schichten steilgestellt (86-90 ° gegen NW-SW) und längs schichtparalleler Flächen gestört ( $K_3$ ). Die anschließend folgenden Plattenkalke sind rechtsufrig noch in einer weiteren Mächtigkeit von ca. 23 m gut aufgeschlossen und fallen einheitlich mit 70-75 ° gegen SW ein. Am Ende des gut aufgeschlossenen Profils kommt Bohrung B 1/79 zu liegen. An dominanten Flächenelementen treten Schichtflächen und im Grenzbereich zu den Dachsteinkalken schichtparallele Störungen ( $K_3$ ) in Erscheinung. Da von den Bohrungen keine Bohrprotokolle vorhanden sind, lassen sich aus dem ebenfalls nur lückenhaft vorliegenden Bohrklein folgende Tiefenlagen der Gesteinsgrenzen rekonstruieren:

	<u>B 1/79</u>	<u>B 1/78</u>	<u>B 2/78</u>
Grenze Wildbachschutt/Dachsteinkalk	8 m	7 m	5 m
Grenze Dachsteinkalk/Plattenkalk	45 m	27-30 m	18-20 m



Daraus ist zu folgern, daß die Grenze Dachsteinkalk-Plattenkalk nur in den obersten 20 m steil nach SW einfällt und mit der Steilstellung der obertags anstehenden Schichten dieses Bereiches korrespondiert. Danach verflacht die Grenzfläche auf ca. 35-45 °.

Nach dem geologischen Bau lassen sich die unterirdischen Wasserwege zu den Quellaustritten am ehesten mit dem steilstehenden Flächensystem  $K_3$  in Verbindung bringen. Der Sulfatgehalt kann dabei nur aus den gipsführenden Werfener Schichten abgeleitet werden. Auf einen möglichen Zusammenhang weist dabei das bei H.A.KOLLMANN 1964 auf Taf.2 dargestellte Profil 4, in das sich die Quelle gut hineinprojizieren läßt, hin. Entlang von steilen Störungen gelangt demnach Sulfatwasser aus den topographisch hoch liegenden Arealen von Werfener Schichten in größere Tiefen. Dort kann es entweder direkt in das quer zum Gamsbach verlaufende steilgestellte Kluftsystem  $K_3$  eindringen oder über die nach SW einfallenden Schichtflächen der Aufbruchzone in die Störungsflächen von  $K_3$  gelangen. In diesem kommunizierenden, durch Verkarstung erweiterten Hohlraumssystem wird es dann in die Höhe gedrückt. Ursprünglich waren die temperierten Wässer, wie aus ihren Umsatzprodukten mit den Karbonatgesteinen in der Krausgrotte hervorgeht, wohl in höheren topographischen Lagen anzutreffen. Mit der Eintiefung des Gamsbaches wurden auch die Austrittsstellen dieser Wässer tiefergelegt, wodurch dann die höherliegende Krausgrotte trocken fiel.

## 5. INTERPRETATION DER HYDROCHEMISCHEN UND ISOTOPENHYDROLOGISCHEN MESSUNGEN

Die in Tab.2 zusammengefaßten Analysenwerte der Fachabteilung Ia wurden von H.ZOJER 1980 nachfolgender Interpretation unterzogen:

Diese Werte zeigen eine beachtliche Veränderlichkeit sowohl der Ionensumme als auch mancher ihrer Einzelkomponenten.

Die Messung des aktuellen Sauerstoffgehaltes (nur 0,3 mg/l) sowie das Ergebnis des Markierungsversuches lassen erkennen, daß damals zumindest kein unmittelbarer Einfluß des Baches auf die Quellaustritte gegeben war.

Bei Betrachtung des für die Quelle richtungsweisenden Ions - des Sulfats - ergibt sich ein naturgegebener, jahreszeitlicher Gang von Juli 1974 bis November 1975, der nur bedingt auf künstliche, äußere Einflüsse (Bachumleitung) zurückzuführen ist.

Unter Bezugnahme auf die Bachumleitung im Winter 1975/76 ist festzustellen, daß der Sulfatgehalt bereits vorher (Oktober 1974) höher als nach Abschluß der Arbeiten im Februar 1975 lag. Auch dies spricht gegen eine wesentliche Beeinflussung des Quellwassers durch das Bachwasser. Es ist vielmehr anzunehmen, daß eine erhöhte Kaltwasserinfiltration (Regenfälle im Sommer 1979, Tauwetter im Februar 1975) diese hydrochemischen Veränderungen hervorruft. Eine verstärkte Versickerung im Einzugsgebiet bedingt einen größeren Kaltwasserpolster, da ein weiteres Eindringen des Wassers in tiefere Zonen und eine damit parallel laufende Aufwärmung nur langsam erfolgen kann. Daher tritt in solchen Perioden Infiltrationswasser nur wenig vermischt an der Quelle wieder aus.

Das Geotechnische Institut der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt ARSENAL Wien hat im Sommer und Herbst 1977 insgesamt 5 Tritiummessungen durchgeführt. Die Ergebnisse sind zusammen mit den Temperaturwerten von H.ZOJER 1980 in Abb.1 dargestellt. Diese Abbildung zeigt, daß die Quellwassertemperatur mit der Luft- und Bachwassertemperatur nicht konform geht. Insbesondere hat der herbstliche Rückgang der Lufttemperatur kein Absinken der Temperatur des Quellwassers zur Folge. Vielmehr fällt eine deutliche Gegenläufigkeit zum Tritiumgehalt der Quelle auf. Einer hohen Quellwassertemperatur (höherer Anteil an tieferliegendem Karstwasser) entspricht ein niedriger Tritiumwert, umgekehrt ist einer niedrigen Temperatur eine höhere  $^3\text{H}$ -Konzentration zuzuordnen. Dieses Verhältnis entspricht durchaus der Interpretation hydrochemischer Werte. Daraus könnte sich im allgemeinen eine kürzere Verweilzeit kälterer Wasseranteile nach der Infiltration größerer Mengen ergeben. Allerdings darf daraus nicht unbedingt der Schluß gezogen werden, daß bei einem tritiumfreien (also altem) Wasser eine weitere Temperaturzunahme extrapoliert werden kann (bis ca. 30 °C). Hierzu müßte bekannt sein, ob eine schnelle und vollkommene Durchmischung im Karstwasserkörper erfolgt. Die Speicherfähigkeit des Karstwasserkörpers kann beschränkt sein, sodaß die mittlere Verweilzeit relativ kurz ist. Damit kann auch dem Tritiumgehalt ein unteres Konzentrationslimit vorgegeben sein. Auch können kältere Wässer in höher gelegenen Hohlräumen länger gespeichert werden. So ergab die Tritiumanalyse vom 24.2.1977 bei einer Temperatur von nur 11,5 °C (Tauwetter!) einen Tritiumgehalt von  $70 \pm 3$  T.U.. Dies könnte andeuten, daß Schmelzwässer einen räumlich weiteren Wirkungskreis für diese Quelle besitzen.

Eine Kohlenstoff-14 Messung (BVFA ARSENAL, Wien) vom 24.2.1977 ergab einen Prozentwert von  $96,1 \pm 1,4$  pmc rezenten Wassers, was nach der  $^{13}\text{C}$ -Korrektur einem absoluten mittleren Alter von etwa 200-400 Jahren entsprechen würde. Die Tritiumkonzentration weist allerdings auf eine verstärkte Beimischung jüngerer Infiltrationswässer hin.

## 6. ZUSAMMENFASSUNG DER UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

Die bisherigen Untersuchungen lassen erkennen, daß die Quellwässer nach kurzem Wege durch die Lockergesteine der Talfüllung aus verkarsteten Karbonatgesteinen stammen. Neben der Krausgrotte als Karstphänomen zeigen die Bohrungen, daß in diesem Bereich eine große Zahl von Karstgefäßen vorhanden sein muß.

Die gefügekundlichen Untersuchungen weisen darüber hinaus auf eine ausgeprägte Klüftigkeit, die sicher auch auf die Karstwasserwege richtungsweisend gewirkt hat, hin. Insgesamt ist daher der Schluß zu ziehen, daß diese Karbonatgesteine eine große Zahl ausgezeichneter Wasserwege aufweisen. In diesem System sammeln sich nun die von der Oberfläche kommenden kälteren Niederschlagswässer und bilden - wie anzunehmen ist - einen Karstwasserkörper. Dieser ist den jeweiligen hydrometeorologischen Gegebenheiten angepaßt in ständiger Bewegung, die sich in den Schwankungen des Karstwasserspiegels ausdrückt. Die Tiefe dieses Karstsystemes ist derzeit nicht bekannt.

Auf Grund der erhöhten Temperatur der Quellwässer muß aus der Tiefe aufsteigendes Warmwasser angenommen werden, das, unabhängig, ob es nun mit einer tiefreichenden Störungszone in Verbindung gebracht wird, in einem unbekanntem Bereich in diesen Karstkörper gelangt. Am weiteren Weg nach oben folgt es, nicht wie zuerst angenommen, Schichtflächen, sondern Klüften und Karstgefäßen und gelangt hiebei in Kontakt mit kalten Karstwässern. Wie nun die Temperaturmessung und chemische Untersuchungen zeigen, erfolgt hiebei eine Mischung dieser Wässer. Diese Mischung hängt deutlich von den hydrometeorologischen Einflüssen, wie Starkregen oder Schneeschmelze, die eine Auffüllung des Karstsystems mit kaltem Wasser zur Folge haben, ab. In solchen Zeiten steigt der Kaltwasseranteil an der Quellschüttung sehr stark an. Aus den bisherigen Untersuchungen ist nicht ersichtlich, welche Eigenschaften, insbesondere aber welche Temperatur das aus der Tiefe kommende, thermale Primärwasser besitzt. Eine Beantwortung dieser Frage kann, auch aus weiteren Untersuchungen an der Quelle alleine, nicht erwartet werden. Eine Erfassung des Wasserhaushaltes dieser Quelle wäre nur durch eine großräumige Untersuchung dieses Karstareals zu erwarten. In Hinblick auf die unbekannte Tiefe der Verkarstung wäre der morphologischen Entwicklung des Gamser Raumes besondere Beachtung zu schenken.

Ein unmittelbarer Einfluß des Gamsbaches ist nicht vorhanden. Die Zumischung der kalten Wässer erfolgt im Gegensatz zu der ursprünglichen Annahme nicht in den Lockergesteinen der Talfüllung (Wildbachschutt), sondern bereits tiefer in den verkarsteten Karbonatgesteinen. Das Problem der Fassung möglichst unvermischter

Warmwässer hat sich somit in die Tiefe verlagert. Aus Unkenntnis über die Tiefgang der Verkarstung, der schließlich vorflutgebunden bis an das Ennsniveau reichen könnte, lassen sich keine konkreten Angaben machen. Komplizierter wird dieses Phänomen noch durch die auf Grund der Temperaturmessungen geäußerte Ansicht des lateralen Zustromes der Warmwässer zu den Quellaustritten. Dies bedeutet, daß die Aufstiegsbahnen der Warmwässer nicht direkt unter den Quellaustritten, also im Bereich der Klamm, liegen, sondern seitlich im Bereich der steil aufragenden Berge.

Sohin stellt die Suche nach den Aufstiegswegen der warmen Wässer in den Festgesteinen ein aufwendiges und kompliziertes Unterfangen ungewissen Ausgangs dar. Grundsätzlich sollte daher zuerst die Frage der Temperatur der Primärwässer dieser Therme und das Ausmaß der Verkarstung geklärt werden. Hiefür wären aber Geothermometerberechnungen auszuführen. Dann erst scheint es sinnvoll, die Aufstiegswege der Warmwässer in diesem Karstkörper zu suchen. Es ist durchaus möglich, daß eine von Kaltwasser unbeeinflusste Fassung dieser Thermalwässer überhaupt nicht erzielbar ist und die ständigen Schwankungen von Temperatur und Chemismus dieser Quellwässer auch bei Fassung direkt am oder tiefer im anstehenden Karbonatgestein als Naturgegebenheit hingenommen werden müssen.

## 7. NACHWORT

Inzwischen hat der Fremdenverkehrsverein Gams aus dieser Situation die Konsequenzen gezogen und bei der Wasserrechtsbehörde die Bewilligung zur Fassung der Quelle und Nutzung ihrer Wärme durch eine Wärmepumpe zur Aufheizung des Schwimmbades auf 24 °C eingeholt. Dieses Projekt ist bereits fertiggestellt und das Bad in Betrieb.

## 8. VERWENDETE LITERATUR

- EBNER, F.: Bericht über Aufnahmsarbeiten im Bereich der Schwefelquelle in der Noth bei Gams im August 1977. - Unv., 10 S., 1 Karte, 5 Abb., Graz 1977.
- HAUER, F.: Die Gypsbildung in der Krausgrotte bei Gams. - Verh.Geol.R.-A., 21-24, Wien 1885.
- HÖHN, J. Die Mineralquellen der Steiermark. - Mitt.d.Ver.d.Ärzte in Steierm., Jg.1915, 54 S., 1 Karte, Bad Radein 1915.
- JANSCHKE, H.: Bericht über Bohrlochmessungen im Bereich der Subtherme Gams bei Hieflau. - Unv., 6 S., 3 Beil., Ferlach 21.3.1977.
- Bericht über geophysikalische Messungen im Bereich der Subtherme Gams bei Hieflau, Steiermark. - Unv., 4 S., 3 Beil., Ferlach 18.11.1978.

- JANSCHKEK, H.: Bericht über geothermische Messungen im Bereich der Subtherme Gams, Hieflau. - Unv., 3 S., 1 Beil., Ferlach 29.7.1979.
- KOLLMANN, H.A.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams. - Jb. Geol.B.-A., 107, 71-159, Wien 1964.
- KRAINER, H.: Schwefelquelle Gams/Hieflau, 3.Zwischenbericht. - Unv., Fachabt. Ia - Gewässergüteaufsicht, Graz 1975.
- KRAUSS, F.: Die eherne Mark. Bd.II, Graz 1897.
- LORENZ, R.: Der österreichische Heilquellenkataster. - Hollinek, 47 S., Wien 1953.
- MÜLLER, Th.: Gutachten über die Thermalquelle bei Gams in der Noth-Klamm. - Unv., 4 S., Weißenbach 5.1.1947.
- REIBENSCHUH, A.F.: Die Thermen und Mineralquellen Steiermarks. - Leuschner & Lubensky, 46 S., Graz 1889.
- WIESBOCK, I. & KÜPPER, W.: Erläuterungen und Index zur Übersichtskarte der Mineral- und Heilquellen in Österreich. - Geol.B.-A., 101 S., Wien 1966.
- ZOJER, H.: Interpretation der hydrochemischen und isotopenhydrologischen Messungen an der Quelle "In der Noth" bei Gams/Hieflau. - Unv., 9 S., 3 Fig., Graz 1980.

Anschrift des Autors: ROBR.Dr. Hilmar ZETINIGG  
Referat für wasserwirtschaftliche Rahmenplanung,  
Landesbaudirektion  
Landhausgasse 7, A-8010 Graz

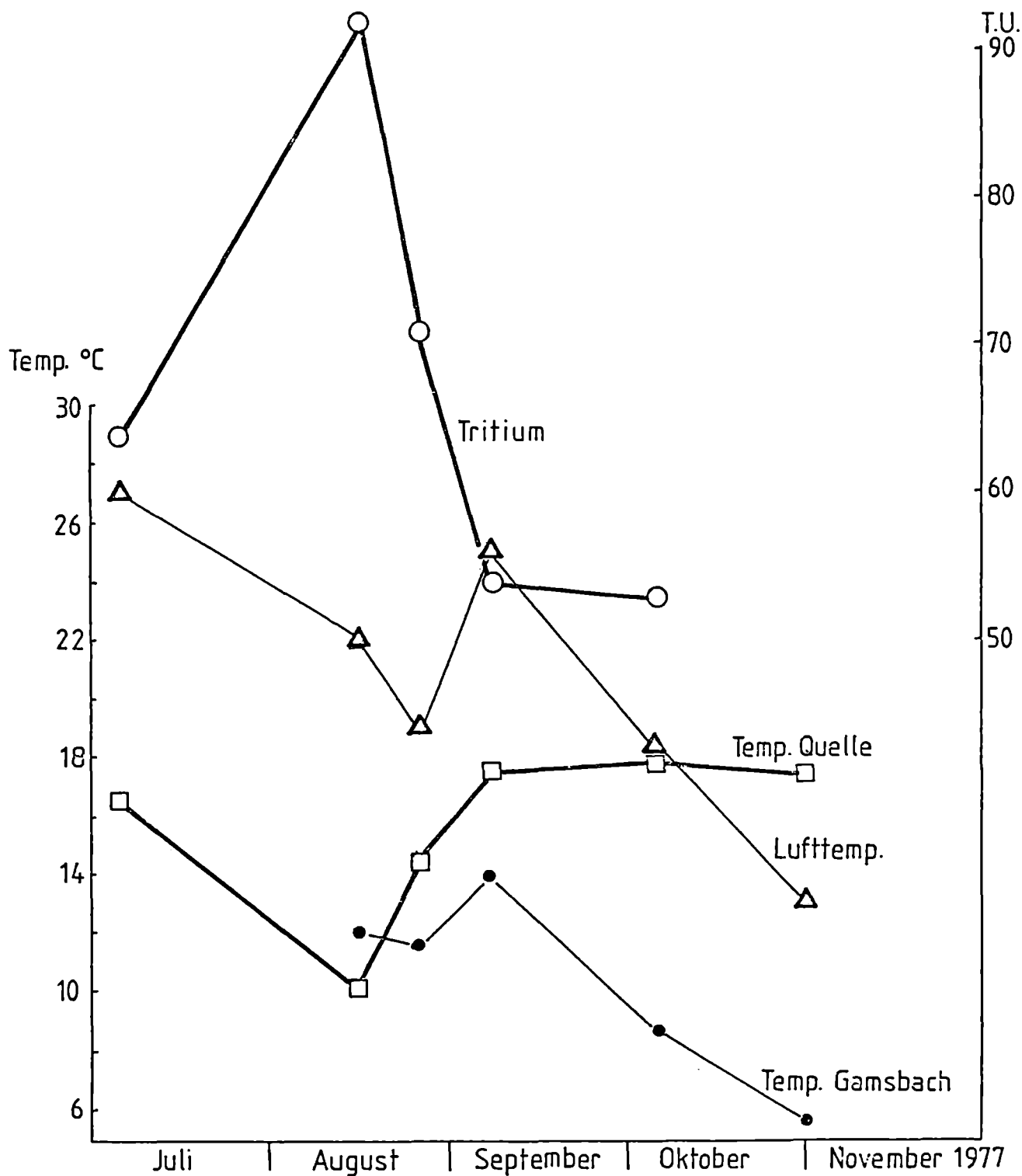
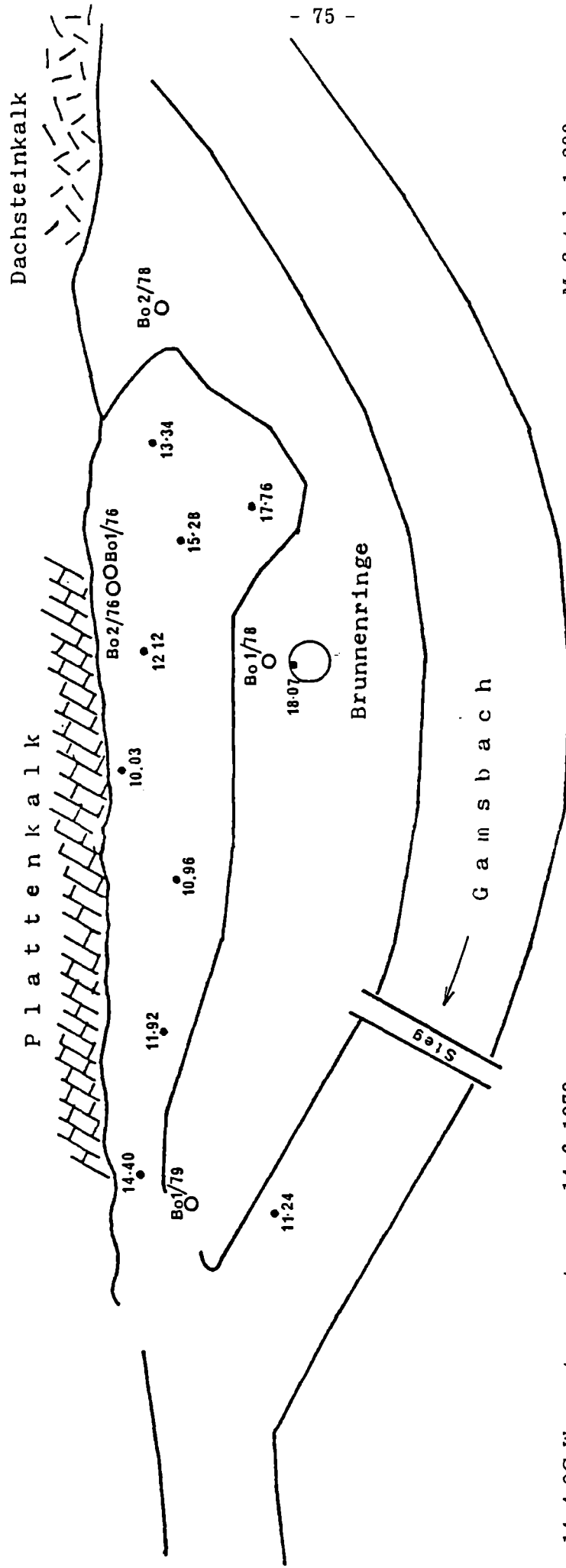


Abb.1: Tritium- und Temperaturgang im Sommer/Herbst 1977  
(von H.ZOJER 1980).



14,4 °C Wassertemperatur am 14.6.1979

Abb. 2: Die Lage der Bohrungen und Temperaturmeßstellen (von H.JANSCHKE 1979).

Tab.1: Übersicht der Temperaturmessungen.

Datum der Messungen	Meßstelle Quellaustritt	Temperatur	Leitfähigkeit	ph-Wert	O <sub>2</sub> -Gehalt	B1/76 Temperatur	Temperatur Bach ober der Quelle
25.07.1974	linksufrig am Bach	11,8 °C	270 µs	7,6	7,3 mg/l		10,3 °C
07.10.1974	-"-	17,7 °C	630 µs				6,1 °C
17.02.1975	-"-	12,3 °C	409 µs	7,6			
08.10.1975	-"-	18,8 °C	777 µs	7,3			8,0 °C
04.11.1975	-"-	20,0 °C	820 µs	7,3	0,30 mg/l		
14.02.1976	Brunnen- ringe	8,56 °C				10,41 °C	2,6 °C
14.02.1977	-"-	9,8 °C					2,6 °C
03.01.1976						21,2 °C	

Tab.2: Zusammenfassung ausgewählter Analysenwerte der FA Ia, Gewässergüteaufsicht, vom Quellwasser in mval/l (von H.ZOJER 1980).

Datum der Probennahme	25.07.1974	07.10.1974	17.02.1975	08.10.1975	04.11.1975
Temp./°C	11,8	17,7	12,3	18,8	20,0
Ca <sup>++</sup>	3,11	4,67	3,39	4,99	5,11
Mg <sup>++</sup>	0,34	0,84	0,41	1,27	1,29
Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	0,63	2,41	0,92	3,21	3,30
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3,00	2,95	2,80	2,90	2,90
Cl <sup>-</sup>	0,42	2,62	1,04	2,99	3,13
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	0,63	2,33	0,83	3,58	3,68
	29,5 mg/l	112 mg/l	40 mg/l	172 mg/l	177 mg/l
Gesamtionen	4,08	7,92	4,72	9,47	9,70