

Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen

Von ERDOGAN ERKAN *)

Mit 15 Abbildungen und 13 Säulenprofilen auf Tafel 1

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 100—105, 126, 127, 130, 131, 135, 157—159

Schlüsselwörter
Uranvorkommen
Paläogeographie
Stratigraphie
Sedimentologie
Profiltypen
Permoskyth

INHALT

Zusammenfassung	344
Summary	345
I. Einleitung	345
II. Permoskyth-Typusprofile der östlichen Ostalpen	347
II.1. Veitschalm-Typus	347
II.1.1. Veitschalm-Profil	347
II.1.2. Ergebnisse aus dem Veitschalm-Profil	349
II.1.3. Zirbenkogel-Profil	350
II.1.4. Ergebnisse aus dem Zirbenkogel-Profil	350
II.2. Radmer-Typus	352
II.2.1. Radmer-Profil	352
II.2.2. Ergebnisse aus dem Radmer-Profil	355
II.2.3. Aschbach-Profil	356
II.3. Ramsau-Typus	357
II.3.1. Ramsau-Profil	357
A. Niederer Türlspitz-Profil	359
B. Lehnachriedel-Profil	360
C. Karlbach-Profil	361
D. Schlitzenalm-Profil	362
E. Schildlehen-Profil	362
II.4. Rettenegg-Typus	364
II.4.1. Rettenegg-Profil	364
II.4.2. Hagenbach-Profil	367
II.5. Thörl-Typus	372
II.5.1. Thörl-Profil	372
II.5.2. Tweng-Profil	373
III. Stratigraphie und Parallelisierung der permotriadischen Serien	374
III.1. Mitteltrias	374
III.2. Kalk-Serie	375

*) Anschrift des Verfassers: Dr. ERDOGAN ERKAN, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben.

III.3. Gips-, Ton- und Sandstein-Serie	376
III.4. Ton- und Sandstein-Serie	377
III.5. Phyllit-Serie	377
III.6. Obere Quarzit-Serie	377
III.7. Untere Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen	378
IV. Ablagerungsmilieu der permoskythischen Folgen in den östlichen Ostalpen	379
V. Paläogeographie und Uranvorkommen des Unterperm in den östlichen Ostalpen	379
VI. Paläogeographie des Mittelperm in den östlichen Ostalpen	388
VII. Paläogeographie und Gipslagerstätten des Oberperm in den östlichen Ostalpen	390
VIII. Paläogeographie des Skyth in den östlichen Ostalpen	394
Literaturverzeichnis	396

Zusammenfassung

In der vorliegenden Permoskyth-Studie werden zunächst die Geländebeobachtungen bewußt ohne Deutung aufgezählt und anschließend die Permoskyth-Profile der östlichen Ostalpen in fünf Typen unterteilt, in Veitschalm-Typus, Radmer-Typus, Ramsau-Typus, Rettenegg-Typus und Thörl-Typus. Alle diese Typus-Profile erfüllen folgende Forderungen:

1. Sie haben einen ausgedehnten Gültigkeitsbereich
2. Sie sind relativ gut aufgeschlossen.

Jedes dieser Typus-Profile wird zugleich in einzelne vertikale Abschnitte, in einzelne Serien, unterteilt und stratigraphisch auf Grund paläontologischer, pollenanalytischer und isotopengeologischer Hinweise eingestuft. Neben diesen Hinweisen wurden auch Vulkanite und lithologische Ausbildung der einzelnen Serien als Parallelisierungsmerkmale herangezogen, da die permoskythischen Serien nicht überall Fossilien führen. Ein überraschendes Ergebnis dieser bis heute als nicht korrelierbar geltenden Schichten war, daß die einzelnen, unterschiedenen Serien im gesamten Untersuchungsbereich miteinander parallelisierbar sind. Ganz im Einklang mit diesem Ergebnis stehen Hinweise, welche die marine Entstehung der permischen Schichten der Ostalpen wahrscheinlich machen.

Die stratigraphisch-faziologischen Vergleiche der fünf ostalpinen Permoskyth-Typus-Profile (s. Abb. 15) legt das folgende paläogeographische Bild nahe (s. Abb. 12).

Im Unter-Perm wird in einem Bereich, der von Admont bis Schoberpaß und Forstau reicht, Tone mit Uran-führenden Sandsteinlagen (Forstau, Schoberpaß, Fieberbrunn etc.) abgelagert. Diese Serie wurde Phyllit-Serie benannt. Im Unterostalpin der Umgebung von Rettenegg enthält die Phyllit-Serie ebenfalls Uranerz-führende Quarzitlagen und Porphyroide. Zwischen diesen Ablagerungsbereichen im Unter-Perm nimmt ein Abtragungsgebiet — ein kontinentaler Bereich — Platz.

Uranerze des ostalpinen Perm sind u. a.: a) an die Sandsteinlagen der Phyllit-Serie und b) an den Grenzbereich der Festland- und Flachwasser-Fazies gebunden.

Das Klima des ostalpinen Unter-Perm war, wie die durchwegs tonig-kalkigen Ablagerungen der Phyllit-Serie andeuten, feucht-warm, nicht wie meistens angenommen, arid.

Die Saalische Phase in den Ostalpen ist dadurch belegt, daß mit deren Wirkung der unterpermische Kontinent im Mittelperm begraben wurde, so daß die gesamte Ostalpen gleichzeitig marin überdeckt wurden. Die grobklastischen Lagen der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen sind nichts anderes als der Grobschutt dieser weit verbreiteten Phase, der von dem transgredierenden mittelpermischen Meer eingebettet wurde. In dem von dem ehemaligen Kontinent entfernteren Bereich, z. B. im Dachstein-Gebiet, war die Sedimentation ruhiger, so daß nur Sandsteine abgelagert wurden.

Im Oberperm sind in dem untersuchten Bereich vom Süden nach Norden 3 Faziesbereiche deutlich voneinander unterscheidbar:

1. Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies
2. Ton- und Sandstein-Fazies
3. Sandstein-Fazies

Die Grenzen dieser Faziesbereiche verlaufen i. allg. in E-W-Richtung. Die Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies bildet eine große, nach E offene Lagune, die lokal N-S-gerichtete kleinere Lagunen enthält. Die Ablagerungen dieses innersten Faziesbereiches, die dunkle Dolomite mit Anhydriten — heute liegen sie zum größten Teil als Gipse vor —, die Kieslagen mit organischer Substanz, sind in relativ tiefem Wasser abgelagert bzw. ausgeschieden worden.

Gegen die äußere Fazieszonen, gegen den 2. und 3. Faziesbereich zu, werden die Sedimente immer heller und zugleich enthalten sie reichlich Schräg- und Flaser-Schichten. Solche Sandsteine wurden in relativ flachem und bewegtem Wasser abgelagert.

Im unteren Abschnitt des Skyth entsteht aus der Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies die Ton- und Sandstein-Fazies und im oberen Abschnitt des Skyth tritt schließlich die Kalk-Fazies auf.

Summary

In the following exposition the Permoscythian sediments of the eastern parts of the Eastern Alps are examined in closer detail, stratigraphically classified and are finally arranged into five facies zones (Abb. 15).

The Permoscythian environment of deposition is discussed.

Abb. 12 and Abb. 13 show the paleogeographic conditions in the lower and upper Permian of the eastern parts of the Eastern Alps. In addition, the stratigraphic position and paleogeographic extent of the lower Permian uranium occurrences and the upper Permian gypsum and salt deposits are discussed.

I. Einleitung

Das Permoskyth der Ostalpen enthält mehrere bedeutende sedimentäre Lagerstätten. Alle nordalpinen Salz- und die meisten Gipslagerstätten sind in diesem Zeitabschnitt entstanden. Wissenschaftlich und eventuell auch wirtschaftlich interessant sind die im letzten Jahrzehnt entdeckten permischen Uran-Vorkommen, welche von den Nordalpen bis zum Penninikum und von Tirol bis zum Ostrand der Ostalpen weit verbreitet sind.

Wirtschaftlich weniger interessant sind die permischen Kupfer-Vorkommen der Ostalpen. Die oberpermischen Dolomite der Nordalpen führen an der Basis der Gipslager stellenweise Pyritlagen mit Kupferkies (Prof. 4 auf Taf. 1); auch die Uranerz-führenden Lagen enthalten Kupfererze. So führt z. B. das Uran-Vorkommen an der Ripplmauer S Wald am Schoberpaß, welches während der Überprüfung der paläographischen Karte des Unterperm im Gelände gefunden wurde, ebenfalls 1,3% Cu.

Der Entwurf einer paläogeographischen Karte permoskythischer Lagerstätten, wie es das Ziel dieser Arbeit war, setzt die Lösung der Probleme der Permoskyth-Stratigraphie voraus. Deshalb wurden zuerst alle Abschnitte des Permoskyth der östlichen Ostalpen stratigraphisch eingestuft, um die Voraussetzung für eine paläogeographische Darstellung der alpinen Geosynklinale zu schaffen. Naturgemäß wurden im Rahmen dieser Studie die Bereiche mit zusammenhängenden Permoskyth-Profilen besonders ausgewählt gegenüber solchen mit intensiver Schuppung. Um Überschneidungen mit anderen laufenden Arbeiten zu vermeiden, mußte die Geländearbeit im Wesentlichen auf die Steiermark beschränkt werden; Nachbargebiete wurden aber zumindest nach der Literatur einbezogen.

Die relativ genauen Geländeaufnahmen brachten hinsichtlich der Tektonik der Ostalpen neue Ergebnisse. So konnte z. B. nachgewiesen werden, daß die von

A. TOLLMANN (1967, Taf. 1) am Südrand der Kalkalpen, südlich der Veitsch-alpe, innerhalb des Permoskyth gezeichnete Überschiebungslinie in der Tat nicht existiert.

Die westliche Grenze des Arbeitsgebietes bilden die Permoskyth-Vorkommen der unterostalpinen Einheit um Tweng (Salzburg). Es wurden jedoch zahlreiche Permoskyth-Vergleichsprofile in den westlicher gelegenen Gebieten aufgenommen, so z. B. in dem Unterostalpin von Penkengschoß oder im Pennin (Umgebung des Wustkogel/Tuxer-Gebiet in den Zillertaler Alpen), um die in den östlichen Ostalpen erzielten Ergebnisse auch weiter gegen Westen verfolgen zu können.

Die in Kärnten gelegenen Permoskyth-Vorkommen werden derzeit von mehreren Arbeitsgruppen E. und G. NIEDERMAYR (Naturhistorisches Museum, Wien), G. RIEHL-HERWIRSCH (Technische Universität Wien) und G. THIEDIG u. a. (Universität Hamburg) aufgenommen. Deshalb wurden in diesem Bereich nur Vergleichsbegehungen durchgeführt. Es mußten jedoch im südalpinen Bereich mehrere Profile aufgenommen werden, um eine Vergleichsbasis mit den nordalpinen Profilen zu ermöglichen.

Für die Geländeaufnahmen haben mir mehrere ausgezeichnete geologische Karten große Hilfe geleistet. Stellvertretend für alle seien hier einige klassische Arbeiten genannt, wie z. B. das Bl. Eisenerz, Wildalpe und Aflenz von E. SPENGLER und J. STINY (1926, 1 : 75.000), die Geologische Karte der Gesäuseberge von O. AMPFERER (1935, 1 : 25.000), das Bl. Mürzzuschlag von H. P. CORNELIUS (1936, 1 : 75.000), die Geologische Karte der Dachsteingruppe von E. SPENGLER, O. GANSS, F. KÜMEL und G. NEUMANN (1954, 1 : 25.000) und Bl. Oberzeiring-Kalwang von K. METZ (1967, 1 : 50.000).

In der vorliegenden Arbeit wurden die Termini zur tektonischen Orientierung und das Schema der Rückführung der alpinen Decken in die ursprüngliche Ablagerungsräume der Publikation von A. TOLLMANN (1965) entnommen.

Alle in dieser Arbeit verwendeten geographischen Namen und Fixpunkte entstammen den österreichischen topographischen Kartenblättern 1 : 50.000.

Herzlichst danke ich dem Initiator dieser Arbeit, Herrn Prof. Dr. W. E. PETERASCHECK, für zahlreiche wertvolle Hinweise und für die große Hilfsbereitschaft in jeder Hinsicht.

Herrn Prof. Dr. K. METZ und Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN danke ich für anregende Diskussionen und Kritik.

Herrn Prof. Dr. W. SIEGL danke ich für die Unterstützung bei der Bestimmung der Erzminerale und für die photographischen Aufnahmen der Erze. Herr Dr. K. O. FELSER stellte dankenswerterweise seine unpublizierten geologischen Aufnahmen vom südlichen Rosental (Kärnten) zur Verfügung. Herrn Doz. Dr. W. FRISCH verdanke ich eine sehr interessante Exkursion zu mehreren Permoskyth-Vorkommen im Penninikum.

Für die freundliche Bestimmung der Mikrofossilien bin ich Fr. Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN zu großem Dank verpflichtet. Herr Prof. Dr. W. KLAUS hat meine Tonschiefer-Proben palynologisch untersucht, wofür an dieser Stelle bestens gedankt sei. Die Schwermineral-Untersuchungen meiner Proben wird derzeit von Herrn Dr. G. NIEDERMAYR durchgeführt.

Das gesamte Belegmaterial wird im Institut für Geologie und Lagerstättenlehre der Montanuniversität Leoben aufbewahrt.

Die vorliegende Arbeit wurde zunächst von dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung und anschließend von dem Forschungsvorhaben „Forschungen zur Erschließung und Nutzung der Lagerstätten in Österreich“ finanziell unterstützt, wofür ich mich bedanke.

II. Permoskyth-Typusprofile der östlichen Ostalpen

Die permoskythischen Schichten der Ostalpen sind lithologisch vielfältiger Natur. Sie enthalten Konglomerate, Breccien, Sandsteine, Tone, Mergel, Kalke, Dolomite, Gipse und Salze in zahlreichen Farbvariationen. Vorherrschend sind jedoch sandigtonige Bildungen; dementsprechend besitzt das Permoskyth der Ostalpen heute überall dort, wo es nicht den Fuß steiler Kalkwände bildet, einen Mittelgebirgs-Charakter mit hügeliger, bewaldeter Landschaft. Wegen der relativ leichten Verwitterbarkeit dieser Gesteinstypen bieten sie sehr wenige Aufschlüsse. Deshalb wurde methodisch so vorgegangen, daß zuerst die relativ gut aufgeschlossenen und zusammenhängenden Permoskyth-Bereiche profilmäßig genau aufgenommen wurden, anschließend wurde der Gültigkeitsbereich des betreffenden Profils in der weiteren Fortsetzung mit Hilfe der spärlichen Aufschlüsse, von Lesesteinen und z. T. auch an Hand der Morphologie verfolgt. Auf diese Weise sind stellvertretend für das gesamte Permoskyth der östlichen Ostalpen fünf Typus-Profile entstanden. Jedes dieser 5 Typus-Profile ist 1. für einen relativ großen Bereich der östlichen Ostalpen typisch und gleichzeitig 2. relativ gut aufgeschlossen.

Daher sind wir imstande, das gesamte Permoskyth der östlichen Ostalpen mit diesen 5 Typus-Profilen zu definieren.

Im folgenden werden diese 5 Permoskyth-Typusprofile und deren Geltungsbereiche beschrieben.

II.1. Veitschalm-Typus

II.1.1. Veitschalm Profil

Das Veitschalm-Profil (Prof. 2) des Veitschalm-Typus ist an der Veitschalpe, um und südlich der Veitschalm-Hütte relativ gut aufgeschlossen. Die heutigen Aufschlußverhältnisse sind jedoch nicht überall identisch mit denen des Aufnahmesommers im Jahre 1972. Die obere, kalkige permoskythische Serie wurde z. B. an dem damals gut aufgeschlossenen Weg westlich der Veitschalm-Hütte aufgenommen, der ein Jahr später gänzlich vom Hangschutt überrollt wurde. Der neue Weg oberhalb des alten Weges jedoch bietet heute beinahe ebenso gute Aufschlüsse.

Die permoskythische Folge südlich der Veitschalm ist ca. 325 m mächtig. Sie transgrediert auf die Norische Decke der Grauwackenzone, die in dieser Um-

gebung aus Porphyroiden, Grauwackenschiefern und erzführenden Kalken besteht.

Die permoskythische Folge der Veitschalm-Umgebung kann vom Liegenden zum Hangenden unschwer in drei Abschnitte unterteilt werden:

- a) Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen
- b) Ton- und Sandstein-Serie
- c) Kalk-Serie

a) Bei der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Veitschalm-Profiles handelt es sich um eine bunte Folge mit Sandstein- und Breccienlagen.

Sie ist in dem Profilbereich etwa 195 m mächtig und transgrediert auf Silurschiefer, die lithologisch aus dünnplattigen Serizitschiefern und Serizitquarziten bestehen. Einzelne bräunlich anwitternde, dünne Serizitquarzitlagen enthalten mm-große Chloritoide. Am Transgressionskontakt enthält die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen violette Brekzien, deren Komponenten Serizitschiefer, Serizitquarzite und Chloritoid-führende Serizitquarzite sind.

Darauf ruht eine wechsellagernde Folge mit violetten, grauen und weißen Sandsteinen, weißen und rötlichen Brekzien und sehr selten auftretenden, geringmächtigen, violetten Tonschieferlagen. Die Brekzien bestehen aus rosa und weißen Kieselschiefern, Quarz und relativ seltenem Porphyroid; die Brekzien östlich der Veitschalm (Aufschlüsse an der Forststraße) weisen außerdem auch noch einen, einige cm-mächtige Quarz- und Hämatitgänge auf. Weiter östlich, am Steinkogel, W Tebrin, enthalten diese Brekzien dm-mächtige Sederit-, Quarz- und Hämatitgänge. An den Aufschlüssen der Forststraße südlich vom Steinkogel ist die Gangvererzung gut beobachtbar. Lagergänge oder schichtparallele Vererzungsspuren scheinen hier zu fehlen.

Die hangendsten Brekzienlagen sind südöstlich der Veitschalm-Hütte aufgeschlossen (ss 06/34). Sie wechsellagern hier mit grauen Sandsteinen und enthalten farblose, weiße und rosa Quarzkomponenten.

b) Die Ton- und Sandstein-Serie besteht aus einer wechsellagernden Folge von bunten Sandsteinen und Tonschiefern. Sie ist bei der Veitschalm-Hütte und westlich davon zu beobachten. Die Sandsteine führen meistens klastische Hellglimmer, graue Sandsteine sind z. T. etwas mergelig. Zwischen den bunten Tonschiefern und den Sandsteinen gibt es alle Übergänge; im Rahmen dieser Arbeit wurden die sandigen Tonschiefer und die tonigen Sandsteine nicht extra ausgeschieden.

c) Die Kalk-Serie des Veitschalm-Typus besteht aus einer Folge von bunten mega- und mikrofossilreichen Kalken mit relativ seltenen, mergeligen oder sandigen Lagen. Unmittelbar im Hangenden der Ton- und Sandstein-Serie nehmen dünngeschichtete, graue bis rosa Kalke Platz (ss 328/44), die im Liegenden der grobbankigen, hellgrauen und rötlichen Kalke liegen (ss 06/30). Die darauf liegenden kalkigen, grauen und bräunlich anwitternden Sandsteine wechsellagern mit hellgrau-rosa Kalken. Darauf folgen dünnplattige, rosa bis graue Kalke mit dünnen Mergellagen, welche den ersten markanten Crinoiden- und Bivalvenreichen Horizont unterlagern (ss 350/38, ss 08/40, ss 342/54). Über diesem ist im Hangenden eine wechsellagernde Folge mit weißen, grauen oder violetten Kalken, grauen mergeligen Kalken und Mergeln, die cm-mächtige tonige Lagen ent-

halten (ss 330/40) ausgebildet. Darauf nehmen zuerst violette oder rosa Kalke mit Mergel einschaltungen und dann graue, sandige Mergel Platz. Auf diesen Mergeln wiederum liegen violette, grobgebankte Kalke, reich an Crinoiden und rosa Kalke mit cm-mächtigen, grüngrauen Toneinschaltungen, dann hellgraue bis rötliche Kalke (ss 320/48), welche die hangendsten Schichten der Kalk-Serie bilden.

Im folgenden möchte ich die anisische Schichtfolge, die im Hangenden der Kalk-Serie anschließt, kurz beschreiben und damit die obere Grenze der permoskythischen Folge kennzeichnen.

Unmittelbar auf den rötlichen Kalken liegen dünnplattige, z. T. grobbankige, dunkelgraue bis graue, gebänderte Dolomite und graue, brekziöse Dolomite (ss 02/56). Diese in den Nordalpen weit verbreiteten, meistens sterilen Dolomit-typen wurden auf Grund ihrer Lithologie als Gutensteiner Dolomite angesprochen.

Auf diesen Gutensteiner Dolomiten lagern hellgraue, massige, z. T. kalkige Wetterstein-Dolomite.

II.1.2. Ergebnisse des Veitschalm-Profiles

Die genaue Aufnahme des Veitscher-Profiles brachte u. a. folgende Ergebnisse:

a) Das Permoskyth um und südlich der Veitschalm bildet eine mittelsteil-nordfallende, im Großen zusammenhängende Folge. Die von A. TOLLMANN (1976, Taf. 1) hier, südlich der Veitschalpe, innerhalb des Permoskyth gezeichnete Dekkengrenze, die das Tirolikum vom Juvavikum trennen soll, kann nicht verifiziert werden. Zu dem gleichen Ergebnis kam K.-H. BÜCHNER, der die weiter westliche Fortsetzung der Veitschalpe, die nördliche und südwestliche Gesäuseberge geologisch aufnahm. Er bemerkt dazu (K.-H. BÜCHNER, 1973, S. 91—92): „Von einer Mürzpalpendecke im Sinne von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) kann also im Bereich der Gesäuseberge nicht die Rede sein.“

Wie ich später zeigen werde, gibt es innerhalb des Permoskyth am Südrand der östlichen Kalkalpen in manchen Bereichen Störungen, insbesondere im Verbreitungsbereich der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie (s. Abb. 15) wie z. B. in Radmer und Aschbach (Stmk.) und zwar im Hangendgrenzbereich der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie. Daß die erwähnten Störungen tatsächlich lokale Bewegungsflächen und keine Überschiebungsflächen darstellen, ergibt sich u. a. aus dem Auskeilen dieser Störungen in den Nachbargebieten mit ungestörter Folge, wie z. B. in unmittelbarer Umgebung der Veitschalm.

b) Die Hämatit-Vererzung der Veitschalm (Prof. 2) und die Siderit- und Hämatit-Vererzung des Steinkogels sind eindeutig Gang-Vererzungen. Wie im Kapitel III.7 gezeigt werden wird, ist die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen mittelpermischen Alters; daher sind diese Hämatit- und Siderit-Gänge auf jeden Fall nachmittelpermisch entstanden.

c) Die Porphyroid-Komponenten der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen zeigen, daß das Ablagerungsgebiet nicht weit von den heute im Süden anschließenden Porphyroid der Norischen Decke war.

II.1.3. Zirbenkogel-Profil

Ein anderes Profil des Veitschalm-Typus ist am Zirbenkogel östlich Prebichl aufgeschlossen. Die Prebichl-Umgebung bis Eisenerz gehört ebenfalls zum Verbreitungsbereich des Veitschalm-Typus. Der relativ gut aufgeschlossene Bereich des Permoskyth befindet sich um und südöstlich des Zirbenkogels östlich der Leobner Mauer. Das Zirbenkogel-Profil (Taf. 1, Prof. 3) erstreckt sich von Glaswald bis zur Umgebung der Kohleben-Jagdhütte südöstlich der Leobner Mauer. Dieses Profil kann in zwei Abschnitte unterteilt werden, die den zwei liegenden Serien des Veitschalm-Profiles entsprechen. Der dritte Abschnitt dieses Profils, die hangende Kalk-Serie, liegt vermutlich unter dem Schutt der Mitteltrias der Leobner Mauer begraben; möglicherweise könnte die Kalk-Serie des Zirbenkogel-Profiles aber z. T. auch an einer Störung reduziert sein.

Die zwei Serien des Zirbenkogel-Profiles vom Liegenden zum Hangenden sind:

- a) Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen.
- b) Ton- und Sandstein-Serie.

a) Die groben Basiskonglomerate dieser Serie liegen im Profillbereich südlich des Zirbenkogels, in einer Seehöhe von etwa 1530 m transgressiv auf den Erzführenden Kalken der Norischen Decke der Grauwackenzone. Diese Konglomerate bestehen aus weißen, roten oder grauen, kantengerundeten, kantigen, bis Kopf-großen Geröllen von Erzführendem Kalk, Radiolariten, Quarziten, eckigen, weißen oder rosa Kieselschiefern, dunkelgrauen Phylliten, roten, gut gerundeten feinkörnigen Sandsteinen und seltener aus Hämatit- und Porphyroid-Geröllen. Das Bindemittel des Konglomerates ist ein roter, grobkörniger Sandstein. Gegen das Hangende zu gehen die Konglomerate in Brekzien über; die Anzahl der Kalkkomponenten nimmt ab, die der eckigen, roten oder weißen Kieselschiefer- und Quarz-Komponenten zu. Auf den Brekzien liegen rote Sandsteine (ss 300/40) mit seltenen, dm-großen Quarzgeröllen und kleineren Kieselschiefer- und roten Sandsteingeröllen. In der weiteren Folge gegen das Hangende wechsellagern Konglomerate, Brekzien, Sandstein und seltene, geringmächtige, rote Tonschiefer. Die Feinkonglomerate und Sandsteine sind teilweise gradiert.

b) Die Ton- und Sandstein-Serie entsteht durch allmähliche Kornverkleinerung aus der liegenden Serie. Sie besteht im Liegenden aus roten, z. T. sandigen Tonschiefern und roten Sandsteinen (ss 320/22, ss 320/35). Darauf lagern kieselige, grüngraue Tonschiefer, rote Tonschiefer und Sandsteine und hellgrüne Sandsteine mit Hellglimmern. Die hangenden Schichtglieder liegen unter dem Schutt der Leobner Mauer, die aus hellgrauem, massigen Wettersteinkalk besteht, begraben.

II.1.4. Ergebnisse des Zirbenkogel-Profiles

a) Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen enthält relativ häufig weiße bis rötliche Kieselschiefer-Komponenten. Dieser Gesteinstypus ist in der Grauwackenzone der näheren oder weiteren Umgebung völlig unbekannt. Die in der Norischen Decke der Umgebung vorhandenen schwarzen Lydite hingegen fehlen wiederum in der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen. Des Rätsels Lösung ist wohl die folgende: Die Untere Sandstein-Serie mit grobklasti-

schen Lagen bezog ihr Material nicht nur aus dem unmittelbaren Untergrund, sondern ein Teil der Komponenten der hangenden Abschnitte dieser Serie wurde von den weiter entfernt liegenden Bereichen beliefert (z. B. die weißen und rötlichen Kiesel-schieferkomponenten). Tatsächlich enthalten die liegendsten Lagen der genannten Serie fast nur Komponenten von Erzführendem Kalk des Untergrundes. Erst gegen das Hangende zu werden die weißen und rötlichen Kiesel-schiefer-Komponenten häufiger.

Die obigen Beobachtungen und Überlegungen zeigen, daß die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen keine Fanglomerate oder ortsgebundene Schwemmfächer darstellen wie vielfach angenommen wurde (z. B. G. RIEHL-H., 1972), vielmehr ist diese Serie in einem relativ großen Becken mit einem großen Einzugsbereich abgelagert worden.

Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen besteht aus einer wechsellagernden Folge mit Konglomerat-, Sandstein- und (seltener) Tonlagen. Es gibt keine Fanglomerate oder ortsgebundene Schwemmfächer, die eine solche wechsellagernde Folge bilden könnten. Fanglomerate und ortsgebundene Schwemmfächer sind ausgesprochen unsortierte, pelitisch-psephitische Bildungen, die in der streichenden Fortsetzung auskeilen.

Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen ist vielfach gradiert (s. Abb. 7); auch dies beweist, daß diese, als Prebichl-Schichten bekannte Serie, eine aquatisch gebildete Serie ist, die mit Fanglomeraten oder ähnlich gebildeten Sedimenten nichts Gemeinsames hat.

b) Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Zirbenkogel-Profiles enthält öfters kleine (mm-Bereich) und größere (bis zu 10 cm) Hämatitgerölle (Prof. 3); im Veitschalm-Profil enthält diese Serie bis zu 5 cm große Hämatit-Gerölle. Sie stellen, genauso wie die rötlichen Kiesel-schiefer-Komponenten, den exotischen Anteil der genannten Serie dar, weil das zugehörige Liefergebiet nicht mit Sicherheit bekannt ist.

Das wahrscheinlichste Liefergebiet der Hämatit-Komponenten sind die Hämatit-Gänge der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen, da die Hämatitgerölle in der Nähe dieser Gänge häufiger sind (Prof. 2). Aus diesem Grund dürfte die Vererzung der Hämatit- und Siderit-Gänge der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen bereits mittelpermisch erfolgt sein.

Die Ton- und Sandsteinserie enthält ebenfalls Hämatit-Komponenten (im mm-Bereich und darunter). Die rote Farbe dieser Serie ist mindestens teilweise durch die Oxydation der klastischen Eisenerz-Komponenten in situ entstanden.

c) Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen enthält öfters (durchschnittlich 3 bis 7 cm große) kantengerundete bis gut gerundete rote Sandstein-Komponenten, die von den roten Sandsteinlagen bzw. vom Bindemittel dieser Serie nicht unterscheidbar sind. Die Gesteine der Grauwackenzone kommen als Lieferant für diese roten, mittelkörnigen Sandstein-Komponenten nicht in Frage. Dies ist in Übereinstimmung mit den oben Erwähnten folgenderweise zu erklären:

Die roten Sandstein-Komponenten sind durch Resedimentation, d. h. durch Umlagerung der bereits verfestigten roten Sandsteine oder des roten Sandstein-

Bindemittels der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen entstanden. Dazu sind zeitweise Hebungen und Senkungen der permischen Tröge notwendig, die sich wohl ohne Schwierigkeiten dadurch begründen lassen, daß ja das Perm im behandelten Gebiete eine vulkanisch aktive Zeit darstellt. Die mehrfachen Sandstein- und Grobklastika-Wechselagerungen der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Zirbenkogel-Profiles belegt ebenfalls, daß in dem zugehörigen Zeitabschnitt mehrfache Senkungen und Hebungen in den Liefergebieten stattgefunden haben müssen.

Die Sedimentation der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen beruhigt sich gegen das Hangende (die Ton- und Sandstein-Serie) allmählich, so daß man das Zirbenkogel-Profil, genauso wie die meisten Permoskyth-Profile der Ostalpen, als eine große gradierte Folge betrachten kann.

II.2. Radmer-Typus

Zwischen den Verbreitungsbereichen des Veitschalm-Typus in der Umgebung von Veitschalm und Prebichl und unmittelbar westlich des letzteren tritt der des Radmer-Typus auf (Taf. 1, Prof. 4).

Die liegende Serie des Radmer-Typus, die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen, ist praktisch identisch mit der liegenden Serie des Veitschalm-Typus. Die mittlere Serie des Radmer-Typus ist von der vergleichbaren Serie des Veitschalm-Typus, der Ton- und Sandstein-Serie dadurch unterschieden, daß sie Gipse enthält.

Fast im gesamten Verbreitungsbereich des Radmer-Typus, (vgl. das Radmer-Profil, Prof. 4) ist die hangende Kalk-Serie, die Rauhwacken an der Basis der Mitteltrias und der hangendste Abschnitt der Ton- und Sandstein-Serie tektonisch reduziert; die blaugrünen, weichen Tonschiefer im hangenden Abschnitt der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie, die mit cm-mächtigen Gipslagen wechsellagern, repräsentieren das schwächste Glied der permoskythischen Folge. Die unterhalb der kalkigen, wasserdurchlässigen Schichtpakete durchnässten, weichen Tonschieferlagen vermögen keine Scherspannungen des Gebirges zu übertragen und sind deshalb in den Nordalpen für die Bildung tektonischer Flächen prädestiniert. Daher treten im Verbreitungsbereich der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie in den Nordalpen kleinere oder größere Störungen auf, und zwar immer an der Hangendgrenze der oben genannten Serie (vgl. Abb. 15). Diese Störungen enden aber immer im Streichen, sobald sie den Faziesbereich des Veitschalm-Typus erreichen. Aus diesem Grund sind die oben erwähnten Dislokationen nur als Störungen, keinesfalls jedoch als Überschiebungen zu betrachten.

III.2.1 Radmer-Profil (Prof. 4)

Der Radmer-Typus ist am besten bei Radmer, im Schüsser Graben, zu beobachten. Dieses Profil ist lithologisch vom Liegenden zum Hangenden in 2 Abschnitte gliederbar:

- a) Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen.
- b) Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie.

a) Diese liegende Serie des Permoskyth transgrediert im Schüsser Graben auf den Blasseneck-Porphryoid. Der Transgressionskontakt ist in ca. 900 m Seehöhe E des Bachbettes beobachtbar. Hier ist der Blasseneck-Porphryoid grünlich und ziemlich feinkörnig. Unmittelbar auf dem Transgressionskontakt zeigt sich eine 1 bis 2 m mächtige, grüngraue, dichtgepackte, monomikte Brekzie, die aus mm bis cm großen Porphyroidbruchstücken besteht. Darauf folgen der Reihe nach grobkörnige Sandsteine und grau-grüne, mittelkörnige Sandsteine, weiße, feinkörnige Sandsteine und grau-grüne, mittelkörnige Sandsteine. Gegen das Hangende treten mächtige Konglomerate mit rotbraunem Tonschiefer-Bindemittel auf. Diese Konglomerate enthalten öfters cm mächtige, rote Sandsteineinlagen und besonders in den liegendsten Partien hellgrau-grüne Tonschiefer und Sandsteine.

b) Diese Serie besteht im liegendsten Abschnitt aus rotbraunen, tonigen Sandsteinen. Die unmittelbar darauf liegenden Schichtglieder sind mit einer aus dem hangendsten Teil der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie bestehenden Rutschmasse völlig bedeckt. Im hangenden sichtbaren Teil liegen dunkelgraue, sandige Dolomitlagen, die schwarze Schlieren aus organischer Substanz und durchschnittlich 10 cm mächtige, verfälschte Lagen, hauptsächlich aus Pyrit und Kupferkies bestehend, enthalten. Die Erzanschliffe zeigen, daß die Pyrite z. T. die Zell-Lumina der erwähnten, organischen Reste füllen, während die Zellwände aus Dolomit bestehen (Abb. 1). Stellenweise wird das Zellgewebe durch Pyrit und Kupferkies abgebildet, wie es schon von G. STERK (1954) aus der vergleichbaren Serie in Mitterberg bekannt gemacht wurde. In den vererzten Lagen in Radmer gibt es Bereiche, die ziemlich reich an Kupferkies sind und noch Pyrit, Bornit, Anthrazit und Fahlerz enthalten.

Die beschriebenen schwarzen Dolomite mit Kieslagen sind in einem leicht salinaren, ruhigen und vor allem reduzierenden Milieu abgelagert worden, wo die organische Substanz erhalten bleiben konnte.

Im Hangenden der dunkelgrauen Dolomite liegen hellgrüngraue Sandsteine sowie wechsellagernde grüngraue Tone und dünne Gipslagen. Darauf folgen hellgrüne Sandsteine und kieselige Tone, die 20 bis 80 cm mächtige Ankerit-Gänge enthalten. Darauf folgen 7 m mächtige, helle Gipslagen, 5 m mächtige, rote Ton- und Gips-Wechsellagerungen, grüngraue, cm bis dm gebankte Sandsteine mit kieseligen, grüngrauen Tonschieferlagen. Die Sandsteine enthalten z. T. 15 cm mächtige Gänge mit Quarz- und Ankerit-Füllung. Weiter im Hangenden folgen grüngraue, kieselige Tonschiefer mit 0,5 cm mächtigen Sandsteinlagen, geringmächtige Gipse mit grünen und grauen Tonschieferlagen (ss 28/36), grüngraue Tonschiefer mit 0,5 cm dünnen, roten Sandsteinlagen wechsellagernd mit kieseligen Tonschieferlagen, graue Tonschiefer mit mm bis einige cm mächtigen, weißen Gipslagen, graue Tonschiefer mit cm mächtigen Sandsteinlagen, hellgraue Sandsteine, wechsellagernde Gipse und grüne Tonschiefer, rosa und weiße Gipse, grüne Tonschiefer mit cm mächtigen, violetten Tonschieferlagen und Brekzien. Diese Brekzien enthalten bis zu 30 cm große Gips-, cm große Dolomit- und durchschnittlich 5 cm große grüne Tonschiefer-Komponenten. Auf die Brekzien folgen Ton- und Gips-Wechsellagerungen, rosa Gipse (ss 00/22), grüne Ton-

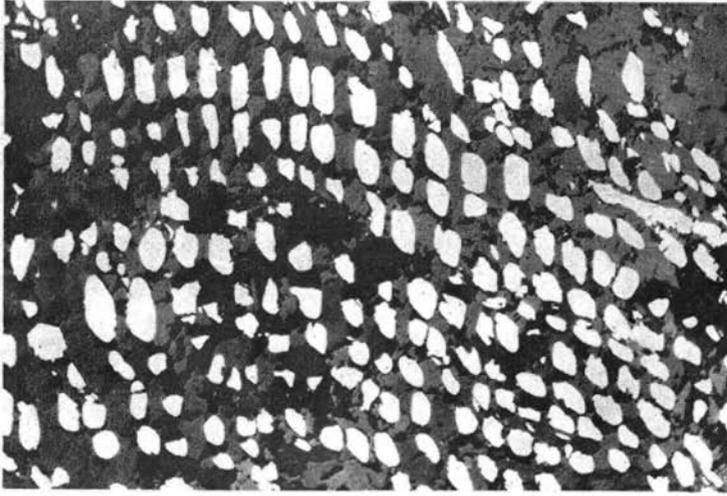


Abb. 1. Die das Zellgewebe abbildenden Pyrite in den oberpermischen Dolomiten von Radmer (Stmk.). Die helle Zell-Lumina bestehen aus Pyrit, die dunklen Zellwände aus Dolomit. 165fach.

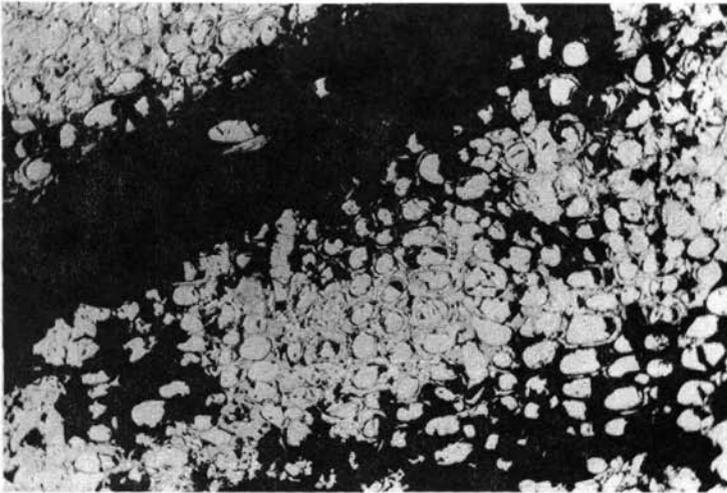


Abb. 2. Pyritisiertes Zellgefüge des oberpermischen Dolomits, Radmer (Stmk.). Die Zellwände sind durch Kupferkies ersetzt. 165fach.

schiefer mit dm mächtigen Dolomitbrekzienlagen, Gipse, blaugrüne, weiche Tone, rosa bis graue oder weiße Bänderkalke bzw. -Dolomite, graue Kalke und Dolomite, die im hangendsten Bereich mylonitisiert sind. Im Hangenden dieser grauen Dolomite sind hellgraue, massige Wettersteindolomite aufgeschlossen, welche in den liegendsten Abschnitten 5 bis 6 m mächtige, rötliche Mylonite enthalten. Es handelt sich hier um eine Störung mit relativ mächtiger Mylonitzone. In der weiteren Fortsetzung dieser Störung wurden einige Meter messende Rauwacken-Blöcke beobachtet.

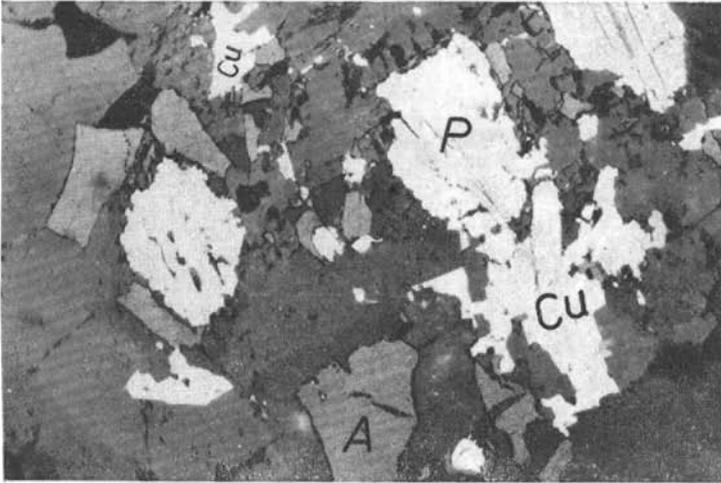


Abb. 3. Oberpermischer Dolomit mit Kupferkies (Cu), Pyrit (P) und Anthrazit (A), Radmer (Stmk.). 165fach.

Die Haar-Risse der grünen und grauen Sandsteine innerhalb der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie sind öfters durch Hämatit verheilt. In Zusammenhang mit dieser Erscheinung stehen die rötlich gefärbten Klufränder der grauen Sandsteine, die durch die zirkulierenden, das zweiwertige Eisen oxydierenden Wasser hervorgerufen worden sind.

II.2.2 Ergebnisse des Radmer-Profiles

a) Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie können wir vom Liegenden zum Hangenden in 3 Abschnitte unterteilen (s. Abb. 15):

1. Liegend-Gipslager.
2. Liegende Tone und Sandsteine.
3. Hangend-Gipslager.

Diese Gliederung ist keinesfalls eine lokale Erscheinung. Die meisten Gips-Vorkommen der östlichen Nordalpen enthalten ein Liegend- und ein Hangend-Gipslager, das durch eine Zwischenschicht getrennt ist, welche aus Tonschiefern und Sandsteinen besteht (z. B. das Gips-Vorkommen in Karlbach, Dachsteingebiet, vgl. Prof. 6 a).

b) Liegende Tone und Sandsteine der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie in Radmer enthalten rote, z. T. sandige Tonschieferlagen, die Rippelmarken zeigen (Abb. 5). Diese Sedimente stellen Seichtwasser-Bildungen dar. Dagegen sind die dunklen Dolomite mit Kieslagen an der Basis der gesamten Gips-, Ton- und Sandstein-Serie in einem relativ tieferen, ruhigeren Bereich abgelagert worden. Eine Zwischenstellung nehmen die mächtigen Gipslager ein.

c) Die im hangenden Bereich des Hangend-Gipslagers eingeschalteten, zirka 20 m mächtigen Brekzien stellen einen regional verfolgbaren Horizont dar. Sie sind u. a. auch in dem Dachsteingebiet vertreten und bestehen in den meisten

Fällen aus verschieden gefärbten Gips-, Dolomit- und grünen Tonschiefer-Komponenten. Mehrere Gips- und Tonschiefer-Lagen in den Brekzien zeigen, daß sie als sedimentäre Brekzien anzusprechen sind.

II.2.3. Aschbach-Profil

Der Radmer-Typus und der Veitschalm-Typus sind miteinander durch Übergänge verbunden. Die Gipsmächtigkeit des Radmer-Typus nimmt gegen den Veitschalm-Typus zu allmählich ab. So verlieren z. B. die Gipse von Oberort (Stmk.) sowohl gegen E, gegen die Veitschalpe, als auch gegen W, gegen den Prebichl, an Mächtigkeit; die tektonische Anfälligkeit des Radmer-Typus jedoch ändert sich nicht.

Das Aschbach-Profil wurde am nördlichen Rand der „Gollrader Bucht“, südlich und südwestlich des Gehöftes Samblbauer aufgenommen.

Die Kalk-Serie der permoskythischen Folge ist in dieser Umgebung tektonisch reduziert worden. Genauso wie in Radmer besteht das Permoskyth südwestlich Aschbach vom Liegenden zum Hangenden aus 2 Serien:

- a) Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen
- b) Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie.

a) Die liegende Serie des Aschbach-Profiles transgrediert auf die Blasseneck-Porphyroide der Grauwackenzone. In diesen grünen Porphyroiden sind mm große Quarz- und einige mm große, leistenförmige, weiße Feldspat-Einsprenglinge makroskopisch gut erkennbar. Die daraufliegenden grünen, dichten Brekzien verdanken ihre Farbe den Porphyroid-Komponenten. Als weitere Komponenten sind hellgraue, einige mm bis cm große, eckige, z. T. kantengerundete Quarzit-Komponenten beobachtbar. Auf den Brekzien lagern grüngraue, feinkörnige Sandsteine, graue Tonschiefer, gradierte, graue Sandsteine mit Porphyroidgeröll-führenden Konglomeratlagen, rote Sandsteine, grobe, graue und grüngraue Sandsteine, rote Sandsteine (ss 310/50), tonige, rote Sandsteine mit Konglomeratlagen, die Porphyroid-, Quarzit- und rote Kieselschiefer-Gerölle führen und schließlich — an der Grenze zur hangenden Serie — rote Sandsteine auch bis 6 cm große, kantengerundete Quarzitgerölle enthalten.

b) Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Aschbach-Profiles ist zum Unterschied von der äquivalenten Serie des Radmer-Profiles mergelig entwickelt. Die meisten, tonigen Lagen sind südlich Aschbach relativ schlecht aufgeschlossen, weshalb das Säulenprofil (Prof. 5) mehrere Lücken aufweist.

Auf den grauen Sandsteinen der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie lagern graue, sandige, gebleichte Mergel und violette Sandsteine.

Im Bereich der violetten Sandsteine sind zirka 10 m große, deckschollenartig herumliegende Rauwacken-Blöcke zu beobachten, die wohl aus dem tektonisch reduzierten Abschnitt im Liegenden der Gutensteiner-Kalke stammen dürften.

Die weiteren hangenden Schichtglieder bestehen der Reihe nach aus ockerbraun verwitternden, bunten, weichen Mergeln, weißen Gipsen, grünen Sandsteinen, bunten Mergeln und Sandsteinen, grüngrauen Mergeln, grauen Sandsteinen, grüngrauen Mergeln, grauen Sandsteinen und mylonitisierten grauen Sandsteinen und

Mergeln mit Harnischen im hangendsten Abschnitt, die auf eine Störung hinweisen. Tatsächlich nehmen ganz unvermittelt Gutensteiner Kalke auf der Nordflanke der Störung Platz, die in der Nachbarschaft der Störung ebenfalls mylonitisiert sind.

Die anisichen Gutenseiner Kalke des Profilvereiches sind dunkelgraue, dünnplattige Kalke mit weißen Kalzitadern.

An den Gleitstriemungen der oben beschriebenen Störung ist eine relative Bewegungsrichtung der Hangendscholle in NW-Richtung, subparallel den Schichten, ablesbar. In der östlichen Fortsetzung der Störung sind auch die Gutensteiner Kalke reduziert, so daß die Hangendscholle nur aus hellgrauen, massigen Wettersteinkalken bzw. -dolomiten besteht.

II.3. Ramsau-Typus (Abb. 15 und Prof. 6 a)

Der Ramsau-Typus zeigt im oberen Abschnitt fast keinen Unterschied gegenüber dem Radmer-Typus; die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie der beiden Typen sind gleich ausgebildet. In den liegenden Partien sind die beiden Typen jedoch wesentlich verschieden:

a) Die Untere Sandstein-Serie des Ramsau-Typus enthält, im Gegensatz zu der Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Radmer-Typus, keine Grobklastika.

b) Die Untere Sandstein-Serie des Ramsau-Typus ist zwei- bis dreimal mächtiger als die vergleichbare Serie des Radmer-Typus.

c) Als markantester und auch lagerstättenkundlich wichtiger Unterschied des Ramsau-Typus gegenüber dem Radmer-Typus ist, daß er im liegendsten Bereich, auf den Basiskonglomeraten, eine Phyllit-Serie enthält, während eine solche dem Radmer-Typus gänzlich fehlt.

Der Ramsau-Typus mit tonigen, gips- und z. T. salzreichen Schichtgliedern kennzeichnet, genauso wie der Bereich des Radmer-Typus, Gebiete mit gestörter permoskythischer Folge. Es ist deshalb kein Zufall, daß nur der Ramsau- und der Radmer-Typus Störungen enthalten (Abb. 15); diese bilden das tektonische Charakteristikum beider Typen.

Die Verbreitung des Ramsau-Typus erstreckt sich von Admont bis zur Westgrenze des bearbeiteten Gebietes (Filzmoos) am Südrand der Kalkalpen. Innerhalb dieses Bereiches ist das Permoskyth südlich der Dachsteinmasse, zwischen Karlbach und Schildlehen relativ gut aufgeschlossen. Daher wurden die Detailaufnahmen zur Darstellung des Ramsau-Typus hauptsächlich auf dieses Gebiet konzentriert; die unterschiedenen Serien lassen sich gegen E und W leicht verfolgen.

II.3.1. Ramsau-Profil (Prof. 6 a)

Südlich der Dachsteinmasse ist das Ramsau-Typus-Profil nirgends durchgehend von der Basis bis zum hangendsten Abschnitt aufgeschlossen. Deshalb wurden innerhalb dieses relativ kleinen Gebietes 3 Teil-Profile aufgenommen, aus denen sich das Ramsau-Typus-Profil zusammensetzt. Die gemeinsamen Abschnitte der Teilprofile oder die markanten Horizonte, wie die Liegend-Grenze der Gipse

mit den Brekzien und den Sandsteinen fungierten dabei als Parallelisierungshorizonte verschiedener Teil-Profile. Die Parallelisierung der Teilprofile, Schlitzental- und Schildlehen-Profil, wurde durch Geländebegehungen erhärtet.

Die genauen Aufnahmen von F. KÜMEL (1954, S. 41) bestätigend, möchte ich bemerken, daß die Schuppenbildung im mittleren Abschnitt der Südwände der Dachsteinmasse wesentlich weniger lebhaft als in dem westlich anschließenden Teil ist. Wie Abb. 3 (F. KÜMEL, 1954, S. 44) zeigt, gibt es im Liegenden der Dachsteinmasse zwei übereinanderliegende Schuppen. Die Liegendste, die Hühnerkogelschuppe unterlagernde Schuppe besteht aus einer auf die Grauwackenzone transgredierenden Folge („Werfener Schiefer“), die den bereits erwähnten Ramsau-Typus darstellt. Die tektonische Hangendgrenze dieses Typus zwischen Karlbach und Schildlehen dürfte nördlich der Kote 1759 im oberen Karlbach, im Bereich des schuttverhüllten Fußes der Felswände, liegen, da in den südlicher gelegenen, relativ gut aufgeschlossenen Abschnitten keine tektonische Grenze beobachtet werden konnte (s. Prof. 6 a). Westlich der oben angenommenen tektonischen Linie ist der durch Lesesteine angedeutete Schubspan von Grauwackenschiefer und -konglomerat vorhanden (F. KÜMEL, 1954, S. 42). Die Profile Karlbach, Schlitzental und Schildlehen stellen zusammen den Ramsau-Typus dar (Prof. 6 a). Der Vollständigkeit halber wurde ebenfalls die skythische, fossilreiche Basis der Dachsteinmasse beschrieben und lithologisch unterteilt (s. Prof. 6 b). Der Kalk-Serie entsprechen die „Oberen Grenzsichten der Werfener Schichten“ auf der Karte von O. GANSS et al. (1954) weitgehend.

Die Grenzen der Unteren Quarzit-Serie des Ramsau-Typus sind nur unerheblich von denen der „Quarzitischen und grünen Werfener Schichten“ verschieden.

Auf der oben erwähnten Karte sind weiters sowohl die „Schiefer im Hangenden der Quarzitischen und grünen Werfener Schichten“ als auch im Liegenden derselben mit der gleichen Bezeichnung „Werfener Schiefer“ gekennzeichnet, was vielleicht zu unrichtigen tektonischen Schlußfolgerungen führen könnte. Die beiden genannten Schichtgruppen sind jedoch in wesentlichen Punkten voneinander verschieden. Die hangenden „Werfener Schiefer“ KÜMEL's entsprechen mehr meiner Ton- und Sandstein-Serie des Ramsau-Typus; die liegenden „Werfener Schiefer“ KÜMEL's sind hingegen mit einer Phyllit-Serie vergleichbar. Beide Serien unterscheiden sich durch folgende Merkmale:

- a) Die Ton- und Sandstein-Serie enthält zwei Gipslager, die Phyllit-Serie keines.
- b) Die Ton- und Sandstein-Serie besteht i. allg. aus wechsellagernden Ton- und Sandstein-Lagen; die Phyllit-Serie dagegen enthält quarzitisches Phyllit, die sehr selten reine Quarzit-Lagen führen.
- c) In der Phyllit-Serie sind Kohlenstoff-reiche, in der weiteren Fortsetzung Uran-führende Lagen (= Graphitische Phyllite oder Graphitische Quarzite) enthalten, die in der Ton- und Sandstein-Serie fehlen.

Ein weiterer Unterschied meiner Aufnahmen gegenüber denen von O. GANSS et al. (1954) betrifft die Basalkonglomerate der permischen Folge. Aus dem folgenden Grund wurden von mir die von den genannten als ? kambrisch eingestuf-

ten und als Filzmooser Konglomerat angesprochenen Konglomerate an der Basis der permischen Serie als Basisschichten des Perm aufgenommen.

O. GANSS (1954, S. 15 und Abb. 1) nimmt die sogenannten „Filzmooser Konglomerate“ als Kern einer großen Antiklinale an. Dieser Deutung widersprechen mehrere Aufschlüsse an der Dachstein-Mautstraße, da hier diese Konglomerate mit den auf der Karte als Werfener Schiefer ausgeschiedenen permoskythischen Schichten durch Übergänge verbunden sind.

A. Niederer Türlspitz-Profil (der Dachsteinmasse, s. Prof. 6 b)

Dieses E-W-Profil erstreckt sich westlich vom Niederen Türlspitz, von 1920 m Seehöhe bis zur roten Markierung zwischen der Türlwandhütte und der Dachstein-Südwandhütte. Es enthält den liegenden Abschnitt der Mitteltrias und fast die gesamte Kalk-Serie. Bei der Beschreibung der folgenden Profile möchte ich mit den hangenden Abschnitten beginnen, da diese nicht metamorph sind.

In 1920 m Seehöhe sind hellgraue, massige bis dickbankige Dolomite aufgeschlossen, wie es für Wetterstein-Dolomite typisch ist. Darunter der Reihe nach kommen dm gebankte dunkelgraue Dolomite (ss 32/74), dünngeschichtete und dickgebankte graue Dolomite, dickbankige graue Dolomite mit cm mächtigen, schwarzen Dolomitlagen (ss 95/38), grobbankige, graue bis dunkelgraue Dolomite mit mm mächtigen schwarzen Dolomitlagen (ss 90/22) und wechsellagernde schwarze, blättrige, cm bis dm gebankte graue Dolomite, die als Gutensteiner Dolomite anzusprechen sind.

a) Die Kalk-Serie: Unterhalb der unteranischen Gutensteiner Kalke beginnt die Kalk-Serie des Permoskyth mit 40 cm mächtigen, grauen Crinoidenkalken (Probe Türlwand 1). Die weiteren liegenden Schichten bestehen aus grüngrauen Mergeln, grauen Crinoidenkalk-Lagen, grauen dichten Kalken, massigen grauen Dolomiten, rötlichen, grauen und grünen, dünnblättrigen Tonschiefern, wechsellagernden, einige cm gebankten rosa Kalken mit Crinoidenfragmenten (Probe Türlwand 2) und grauen Dolomiten, rötlichen Sandsteinen (Probe Türlwand 3), wechsellagernden roten Mergeln und roten Kalksandsteinen (Probe Türlwand 4), rosa und grauen Kalken (Probe Türlwand 6) und Bivalven-reichen Lagen (Probe Türlwand 9, ss 34/24) mit Pflanzenabdrücken (Probe Türlwand 7), grauen und schwarzen Kalken, roten (ss 30/40) und grauen Kalken, roten körnigen Kalken, bräunlichen Sandsteinen mit Hellglimmern und 5 cm mächtigen grauen Kalkbändern, kalkigen Sandsteinen mit Lumachellen (Probe Türlwand 10) und Wurm-spuren, wechsellagernden, Lumachellen-führenden hellgrauen, dünnplattigen oder dm gebankten rötlichen und blaugrauen Kalken, dünnplattigen, z. T. mergeligen, grüngrauen bis grauen Kalken (Probe Türlwand 11, ss 100/10), grauen bis dunkelgrauen, z. T. dünnplattigen Kalken mit Wurm-spuren, grauen, dünnplattigen Kalken mit Bivalven (Probe Türlwand 12) und grauen Kalken.

Die Dünnschliff-Untersuchungen der aus der Kalk-Serie entnommenen Proben zeigten folgende Ergebnisse (det. E. KRISTAN-TOLLMANN).

Türlwand 1, 2 und 3: *Meandrospira pusilla* (Ho)

Türlwand 4: *Meandrospira pusilla* (Ho), *Glomospira* sp.

Türlwand 5: *Meandrospira pusilla* (Ho), *Glomospirella* sp.

- Türlwand 6: *Glomospirella amplificata* KRISTAN-TOLLMANN
Glomospirella parallela KRISTAN-TOLLMANN
Glomospirella spirillinoides
(GROSDILOVA & GLEBOVSKAIA)
Meandrospira pusilla (HO)
- Türlwand 8: *Glomospirella* sp.
- Türlwand 9: *Glomospirella* sp.
Glomospirella amplificata KRISTAN-TOLLMANN
Meandrospira pusilla (HO)
- Türlwand 10: *Meandrospira pusilla* (HO)
- Türlwand 11: *Glomospirella* sp.

Zur stratigraphischen Einstufung dieser Fauna teilt Frau Dr. E. KRISTAN-TOLLMANN folgendes mit (briefl. Mitt.):

„Fast alle Schiffe enthalten die für oberes Skyth charakteristische Foraminifere *M. pusilla* (HO) — deren jüngeres Synonym übrigens die aus Werfener Schichten beschriebene *Citaella iulia* PREMOLI SILVA darstellt. *M. pusilla* wurde von HO aus mittels Mollusken als Anis eingestuftes Kalken erstbeschrieben, reicht jedoch nach den bisherigen Befunden aller übrigen Autoren im Bereich der Tethys nicht über das Skyth hinaus. Keinen so engen Leitwert hingegen haben die vorgefundenen Glomospirellen — sie kommen in der gesamten Trias vor, *Gl. spirillinoides* sogar schon ab dem Jungpaläozoikum“.

B. Lehnachriedel-Profil (der Dachsteinmasse, Prof. 6 b)

Das Lehnachriedel-Teilprofil erstreckt sich südwestlich vom Niederen Türlspitz ab Seehöhe 2030 m in SW-Richtung hinunter bis zur roten Markierung zwischen der Türlwand-Hütte und der Austria-Hütte.

Da der Großteil des Niederen Türlspitz-Profiles mit dem Lehnachriedel-Profil ident ist, wird im folgenden nur die liegende Fortsetzung des Lehnachriedel-Profiles beschrieben. Dabei liefern die Crinoiden- und Bivalven-führenden Lagen beider Profile ausgezeichnete Parallelisierungs-Horizonte (s. Prof. 6 b).

Die weitere Fortsetzung gegen das Liegende des Niederen Türlspitz-Profiles bilden die grauen, mergeligen Kalke mit grauen Sandsteinlagen des Lehnachriedel-Profiles. Darunter liegen als weitere Schichtglieder wechsellagernde grün-graue Mergel und dünngeschichtete rosa Kalke, rote Kalksandsteine mit Hellglimmern und graue Mergel und Kalke mit grünen und grüngrauen, dünnen Tonschieferlagen.

Im Laufe der Geländearbeiten wurden im Bereich des Niederen Türlspitz- und Lehnachriedel-Profiles zahlreiche Bivalven gesammelt, die zur weiteren Bestimmung Herrn Dr. H. SUMMESBERGER (Naturhistorisches Museum, Wien) übergeben wurden; eine Bestimmung steht allerdings noch aus.

In den grauen Kalken der Kalk-Serie östlich der Dachstein-Südwand-Hütte fand E. SUSS (s. F. KÜMEL, 1954, S. 33):

Tirolites cassianus QUENST.

Naticella (Naticella) costata MSTR.

Myacites (Anodontophora) fassaensis WISSM.

b) Die Ton- und Sandstein-Serie des Lehnachriedel-Profiles

Die hangendsten Schichtglieder der Ton- und Sandstein-Serie (s. Prof. 6 b) sind im Bereich des Lehnachriedel-Profiles aufgeschlossen. Vom Hangenden zum Liegenden bestehen sie aus roten und grünen Tonschiefern, grüngrauen Sandsteinen und Tonschiefern, grüngrauen z. T. roten, kieseligen Tonschiefern, grünen und roten, feinkörnigen Sandsteinen mit Hellglimmern.

C. Karlbach-Profil (des Ramsau-Typus, Prof. 6 a)

Dieses, im Hangenden wahrscheinlich tektonisch reduzierte Profil, ist im Karlgraben, östlich der Dachstein-Mautstraße, zwischen den Höhenmetern 1759 und 1320 aufgeschlossen. Die hangendsten, sichtbaren Schichten im Karlgraben, bunte Tone und Sandsteine, gehören zum hangendsten Abschnitt der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie.

Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Karlbach-Profiles besteht aus 3 Abschnitten (s. Abb. 15).

- 1) Hangend-Gipslager
- 2) Liegende Tone und Sandsteine
- 3) Liegend-Gipslager

1) Das Hangend-Gipslager beginnt im obersten Bereich mit sandigen, dolomitischen Kalken und dunkelgrauen Mergeln. Darunter folgen der Reihe nach schwarze, z. T. dolomitische Kalke, wechsellagernde, rötliche, weiße, dunkelgraue, z. T. gebänderte, unreine Gipse und schwarze Dolomite (ss 340/20), weiße Gipse mit cm mächtigen, rötlichen und z. T. tonigen, dunkelgrauen Gipslagen, wechsellagernde, schwarze Dolomite und weiße Gipse, 16 m Brekzie mit Melaphyr-, dm großen, verschiedenartigen Gips-, grünen kantigen, cm bis dm großen Quarzit-, grünen, zugerundeten, 6 cm großen Tonschiefer- und Mergel-Komponenten, rötlich-schwarz gebänderte Gipse, nochmals eine Brekzienlage, rötlich-schwarz gebänderte Gipse, weißer Gips (356/28), Brekzien mit 5 cm großen, eckigen, grünen Quarzit-Komponenten, weiße und rote Gipse mit dm mächtigen, schwarzen Tonlagen, Brekzie mit cm großen, grünen Quarzit-Komponenten, rote und weiße, z. T. unreine graue Gipse mit mm bis cm mächtigen, grünen und roten Tonschieferlagen, die das Liegende des Hangend-Gipslagers bilden. Eine aus dieser Lage entnommene grüne Tonschiefer-Probe enthielt Oberperm-Sporen (det. W. KLAUS).

Die Gesamtmächtigkeit des Hangend-Gipslagers beträgt etwa 60 m.

2) Die Liegenden Tone und Sandsteine zwischen dem Hangend- und dem Liegend-Gipslager bestehen aus Ton- und Sandsteinwechsellagerungen; Schichtfolge vom Hangenden zum Liegenden ist folgende:

Mm bis cm mächtige, graue und rote Tonschiefer und graue dm gebankte Sandsteine mit Hellglimmern (ss 10/20). Darunter folgen rote Sandsteine mit Hellglimmern und mm dünnen Hämatit- bzw. cm mächtigen Ankerit-Adern, grüne Sandsteine mit Hämatit-gefüllten Haarrissen und Hellglimmerbelag, weiße Sandsteine, rote Sandsteine mit grünen, Pyrit-reichen Höfen, rote, feinkörnige Sandsteine, grüne Sandsteine, rote Sandsteine (ss 348/38) mit Hämatit-Gängen und geringmächtigen, roten Tonschieferlagen, 7 cm mächtiger, grüner ? Tuffit,

rote, feinsandige Tonschiefer, grüne Sandsteine mit Pyriten, roter, kieseliger Tonschiefer, rosa Sandsteine, rote, feinsandige Tonschiefer mit geringmächtigen Sandsteinlagen (ss 330/45) und — abschließend — eine zweite, grüne, 10 cm mächtige ? tuffitische Lage innerhalb von violetten Sandsteinen (05/30) an der Grenze zum Liegend-Gipslager.

Bei den oben erwähnten wahrscheinlichen, geringmächtigen, tuffitischen Lagen handelt es sich um dichte, grüne Gesteine. U. d. M. waren in den Dünnschliffen K 12, K 20 und K 20 A keine Komponenten zu beobachten. Durch die röntgenographische Untersuchung wurde jedoch an den Proben K 20 und K 20 A Feldspat, Chlorit, Quarz und Hellglimmer nachgewiesen (det. H. HÖHN, Montanuniversität).

Die Gesamtmächtigkeit der Zwischenschichten mit Ton und Sandsteinen beträgt etwa 70 m.

3) Das Liegend-Gipslager enthält im hangendsten Bereich 10 m mächtige, weiße Gipse. Darunter folgen der Reihe nach violette Sandsteine mit dünnen Ankerit- und Hämatit-Gängen, grüne und violette Sandsteine, 7 m mächtige Gipse mit schwarzen, Boudinage-artig aufgelösten Dolomitbrocken, grüne Sandsteine, Gipse mit schwarzen Dolomiten, 20 m mächtige Gipse, violette Tonschiefer (ss 20/60), grüne Sandsteine, 20 cm mächtige rosa Gipse mit grünen Tonschieferlagen, grüne, grobe Sandsteine, 10 m mächtige rosa, weiß oder grau gebänderte Gipse, wechsellagernde grüne Quarzit-Brekzien und Gipse, rote Tonschiefer, mit roten und grünen Tonschieferlagen wechsellagernde weiße Gipse.

Im Liegenden der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Karlbach-Profiles schließt die Untere Sandstein- bzw. Quarzit-Serie an. Diese enthält im hangenden Abschnitt, im Übergangsbereich mit der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie, einen markanten Horizont mit grünen Quarzit-Brekzien, die von grünen Sandsteinen unterlagert werden. Diesen Horizont des Karlbach-Profiles kann man im Streichen bis zum trockenen Bachbett NW Austria-Hütte verfolgen. Hier sind in 1510 m Seehöhe grüne Quarzitbrekzien im Liegenden grüner Tonschiefer bzw. Gipse und im Hangenden grüner Quarzite aufgeschlossen.

In der weiteren Fortsetzung, ca. 500 m W des letztgenannten Punktes im Bereich der Glösalp (= Walcher-Alm der Geol. Karte von O. GANSS et al., 1954) an der Dachstein-Mautstraße sind nur Tonschiefer ohne Gips zu beobachten, die von roten Sandsteinen unterlagert werden.

D. Schlitzentalp-Profil (Prof. 6 a)

Dieses Teilprofil des Ramsau-Typus wurde nur zur Parallelisierung des Karlbach-Profiles mit dem Schildlehen-Profil aufgenommen. Es enthält bloß den hangenden Abschnitt der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie.

E. Schildlehen-Profil (des Ramsau-Typus, Prof. 6 a)

Das Schildlehen-Teilprofil wurde an der Dachstein-Mautstraße zwischen Glösalp und der Seehöhe 1230 aufgenommen. Es zeigt die liegenden Serien des Ramsau-Typus, und zwar:

- a) die Untere Quarzit- bzw. Sandstein-Serie
- b) die Phyllit-Serie

a) Obwohl die Untere Quarzit-Serie bzw. Sandstein-Serie des Karlbach- und Schlitzental-Profils fast zur Gänze metamorph ist, sind die hangendsten 30 bis 40 m des Schildlehen-Profils von der Metamorphose weitgehend verschont geblieben, zumindest ist die rote Farbe der Sandsteine und der Tonschiefer erhalten geblieben.

Im hangendsten, von der Metamorphose nicht betroffenen Abschnitt des Schildlehen-Profils finden sich rote, sandige Tonschiefer, rote bis bräunliche, z. T. tonige Sandsteine. Darunter folgen leicht metamorphe, grüne bis dunkelgrüne, dm gebankte graue und grüngraue Quarzite (ss 19/68), weiters weiße, hellgraue, grüne, dunkelblaugraue, serizitische, dunkelgraue, z. T. phyllitische und grüne Quarzite. Darunter liegen hellgrüne Quarzite mit Chloritoiden, die die epizonale Umwandlung dieser Schichten beweisen. Das Liegendste der Serie bilden dunkelgraue Quarzite.

In bezug auf die Fossilführung bzw. auf das Ablagerungsmilieu der Unteren Quarzit-Serie (= Quarzitischer Werfener Schichten von F. KÜMEL, 1954, S. 32) bemerkt genannter folgendes:

„Aus dem Hangenteil des Quarzites nahe der Brandhütte (bei der Austria-Hütte) stammt die einzige Versteinerung aus diesem Gestein, ein Rest einer gerippten Muschel. Wenn sie auch unbestimmbar ist (die Flachheit spricht gegen eine der berippten Pseudomonotis-Arten, für einen Pectiniden), so ergibt sich daraus mindestens die meerische Entstehung des Quarzites.“

b) Die Phyllit-Serie

Die Phyllit-Serie besteht aus relativ weichen Schichtgliedern. Sie ist im Gelände unschwer von der aus harten Quarziten bestehenden Unteren Quarzit-Serie zu unterscheiden. Morphologisch bildet diese die bewaldeten Hügel, wie z. B. Brandriedel oder Duchat südlich der Dachsteingruppe, während die Phyllit-Serie am Fuße dieser Hügel die niedrigen Säume zeichnet. Deshalb sind die beiden Serien sogar auf Luftbildern voneinander zu unterscheiden.

Die Phyllit-Serie besteht im hangendsten Bereich aus dunkelgrauen bzw. dunkelgraublauen Phylliten und hellen Serizitquarziten. Darunter lagern dunkelgraue Phyllite, hellgrüne plattige Serizitquarzite (ss 350/48), dunkelgraue Phyllite, graphitische Phyllite, dunkelgraue quarzitisches Phyllite, graphitische Quarzite, hellgrüne Serizitquarzite, die die Basis-Konglomerate bzw. -Brekzien überlagern.

Die Basis-Konglomerate bestehen aus rosa bis farblosen Quarz- und Serizit-schiefern sowie verschiedenen Phyllit-Komponenten mit grauem, phyllitischem Bindemittel. Sie sind mit der hangenden Phyllit-Serie durch einen allmählichen Übergang, der eine sukzessive Korngrößenabnahme gegen das Hangende zeigt, verbunden. Die Transgressionsfläche der Basis-Konglomerate auf den Gesteinen der Grauwackenzone ist scharf ausgebildet.

Die Grauwackenzone im Bereich des Schildlehen-Profils setzt sich aus grauen, dünnblättrigen Phylliten und dünnplattigen Quarziten zusammen.

Unter den Ergebnissen des Kapitels II.3. scheinen mir folgende stratigraphische Aussagen besonders wichtig:

1) Das oberskythische Alter der Kalk-Serie wurde mikropaläontologisch bestätigt.

2) Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie ist oberpermisch.

3) Die früher mit den „Filzmooser Konglomeraten“ parallelisierten Grobklastika südlich der Dachsteingruppe entpuppten sich als Basiskonglomerate der permoskythischen Folge.

II.4. Rettenegg-Typus (Abb. 15 und Prof. 7)

Die bisher beschriebenen Typen gehören zur oberostalpinen Einheit; der Rettenegg-Typus hingegen ist im untersuchten Gebiet hauptsächlich im östlichen Abschnitt des Unterostalpin und in der Umgebung des Liesingtales (Obersteiermark) verbreitet. Der tektonischen Stellung dieser Einheiten entsprechend liegt uns der Rettenegg-Typus nur in epizonal metamorpher Fazies vor.

Der Rettenegg-Typus und der Ramsau-Typus sind in den liegenden Abschnitten sehr ähnlich ausgebildet. Beide Typen enthalten im liegendsten Bereich eine phyllitische Serie, mit vergleichbarer Mächtigkeit. Auch weist die auf der Phyllit-Serie liegende Untere Quarzit-Serie des Ramsau-Typus lithologisch große Ähnlichkeiten mit der im Hangenden der Phyllit-Serie lagernden quarzitischen Serie auf. Auch die Mächtigkeiten beider quarzitischen Serien sind annähernd gleich; jedoch führt die quarzitische Serie des Rettenegg-Typus Arkose- und Konglomerat-Lagen und wurde deshalb Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen benannt.

In dem hangenden Bereich des Permoskyths allerdings sind beide Typen grundverschieden ausgebildet. Während der Ramsau-Typus in den oberen Abschnitten reich an Gips, tonig, sandig und kalkig ist, langern im Verbreitungsbereich des Rettenegg-Typus auf der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen nur mehr oder weniger eintönige Quarzite.

II.4.1. Das Rettenegg-Profil (Prof. 7)

Der Rettenegg-Typus ist im unterostalpinen Bereich, südöstlich von Rattenegg, an dem Kote 1068 bei der „Waldandacht“ mit der Landstraße bei „Feistritz Wald“ verbindenden Forstweg relativ gut aufgeschlossen. Das Säulenprofil (Prof. 7) veranschaulicht die Schichtfolge an dieser Lokalität.

Das oben erwähnte Gebiet südlich von Feistritz wurde zuletzt von H. VETTERS (1970) und von M. SAUD (1972) geologisch aufgenommen.

Wie bereits im vorigen Kapitel angedeutet, gliedere ich das Permoskyth des Unterostalpin östlich Rettenegg vom Hangenden zum Liegenden in 3 Serien:

- a) Die Obere Quarzit-Serie
- b) Die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen
- c) Die Phyllit-Serie

a) Sie besteht aus hellen, fast durchwegs feinkörnigen Quarziten, im Gegensatz zu der darunterliegenden Serie, die meist aus grobkörnigen Schichten besteht. Die Obere Quarzit-Serie taucht westlich „Waldandacht“ unter die mitteltriadi-

schen, hellgrauen, feinkörnigen, z. T. brekziösen Marmore und bräunlichen zelligporösen Rauhwacken ein. In den hangendsten Partien besteht sie aus weißen, hellgrünen, hellgrauen und feinkörnigen Quarziten. Darunter kommen der Reihe nach weiße und grünliche Quarzite mit höchstens einige mm großen, klastischen Feldspat-Komponenten und weiße mächtige Quarzite.

Die Obere Quarzit-Serie ist im Gegensatz zu der liegenden Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen, hell (meistens weiß) und feinkörnig. Sie ist im Gelände von der liegenden Serie immer leicht abgrenzbar.

Bei der Oberen Quarzit-Serie handelt es sich um Ablagerungen eines sauerstoffreichen Flachwassermilieus. Sie ist in den östlichen Ostalpen überall (z. B. in der Rannach-Serie oder im unterostalpinen Abschnitt der Radstädter Tauern vollkommen gleichartig ausgebildet. Das deutet auf ein ausgeglichenes, reliefarmes, relativ großes Sedimentationsbecken hin (vgl. Abb. 13).

Die Gesamtmächtigkeit der Oberen Quarzit-Serie des Rettenegg-Profiles beträgt ca. 145 m.

b) Diese lithologische Einheit stellt im Gegensatz zur obigen Serie eine unruhige Serie dar, die aus wechsellagernden Arkosen, Konglomeraten, Quarziten und — seltener — Serizitschieferlagen besteht. Im hangendsten Abschnitt dieser Serie beginnen ziemlich unvermittelt Meta-Konglomerate und -Arkosen, die einige cm große violette und weiße, z. T. gelängte Quarz- bzw. schwarze Kieselschiefergerölle und durchschnittlich einige mm große Feldspat-Bruchstücke führen. In der weiteren Folge gegen das Liegende zu kommen Quarzite, feine Arkosen und Feinkonglomerate, die in den Haarrissen ein sekundäres, gelbgrünes Uranmineral, Autunit, enthalten.

Autunitite kommen nicht nur in den oben beschriebenen Schichten im Bereich des Rettenegg-Typus vor. Sie sind ebenso in dem Uranvorkommen der Phyllit-Serie (s. Prof. 7), welche die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen unterlagert, vorhanden. Jedes Uran-Vorkommen muß jedoch nicht unbedingt sekundäre Uranminerale führen; so ist z. B. von Forstau kein Autunit bekannt. Bei der Bildung der sekundären Uranminerale spielt m. E. der pH-Wert der zugehörigen Bodenlösung eine wichtige Rolle: Saure Bodenlösungen sind imstande — besonders in der Oxydationszone — das vierwertige Uran in Lösung zu bringen.

Bei dem oben beschriebenen Autunit-Vorkommen handelt es sich um einen tektonisch aufgelockerten Bereich, der zahlreiche, regellose, geringmächtige, z. T. durch Quarz und Turmalin verheilte Störungen enthält. Das Uran des Autunit-Vorkommens ist von dem orographisch höher liegenden Uran-Vorkommen der Phyllit-Serie, die mit etwa 30° gegen das Autunit-Vorkommen einfällt, unschwer abzuleiten.

Im Liegenden der Autunit-reichen, grünen Quarzite folgen (ebenfalls vom Hangenden zum Liegenden hin) der Reihe nach weiße bis hellgrünliche Serizit-quarzite mit geringmächtigen Serizitschieferlagen, dünnplattige, weiße, z. T. grünliche Quarzite und Serizitschiefer, Meta-Arkosen und -Konglomerate, die gegen das Liegende in geröllführende (vorwiegend Quarzgerölle) grüne Quarzite übergehen, Meta-Arkosen und Meta-Konglomerate, hellgrüne Serizitschiefer,

grüne Quarzite mit Gerölleinstreuung, Meta-Quarzkonglomerate, Meta-Konglomerate mit rosa Quarzgeröllen, Meta-Feinkonglomerate, weiße und hellgrünliche Quarzite (ss 233/34), apfelgrüne, phengitische Quarzite, mit Phengitschieferlagen wechsellagernde Phengitquarzite mit Quarzlinsen und Quarzgeröllen und weiße, grünliche und graue Quarzite mit Geröllen, welche die liegendsten Schichten der Unteren Quarzite-Serie mit grobklastischen Lagen bilden.

Das Rettenegg-Profil wird gegen die Phyllit-Serie zu allmählich kräftiger grünlich (meistens apfelgrün) gefärbt. Diese Färbung geht zum großen Teil, wie das von P. FAUPL und W. VETTERS (1970) beschrieben wurde, auf den Gehalt an phengitischen Serizit, der für hohen Druck und relativ niedrige Temperatur charakteristisch ist, zurück.

c) Die lagerstättenkundlich interessante Serie ist die Phyllit-Serie des Rettenegg-Typus. Lithologisch ist sie ziemlich einfach gebaut. Sie besteht zum größten Teil aus Serizitschiefern und Serizitphylliten. Die Phyllit-Serie entspricht etwa dem unteren Teil der ABP-Serie von P. FAUPL (1970). Die Ausscheidung der (weicheren) Phyllit-Serie ist vor allem aus praktischen Gründen notwendig.

Sie ist im Gelände einerseits von den relativ härteren Quarziten und Konglomeraten der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen leicht abzugrenzen; andererseits erleichtert diese Abtrennung die geologische Uran-Prospektion in erheblichem Ausmaß *).

Die Phyllit-Serie beinhaltet außerdem Porphyroide, die erstmals von P. FAUPL (1970) und W. VETTERS (1970) genauer beschrieben wurden. Im Bereich des Rettenegg-Profiles wurden von W. VETTERS zwei Porphyroid-Lagen eingetragen; tatsächlich sind die Porphyrquarz-Relikte mit Resorptionsschläuchen aber nicht nur auf die als Porphyroid eingetragenen Bereiche beschränkt. Obwohl man zwar einzelne horizontale und vertikale Häufungsbereiche feststellen kann, sind diese vulkanischen Komponenten in der gesamten Phyllit-Serie nachweisbar. Es dürfte sich somit um eine ehemalige tuffitische Serie handeln.

Obwohl die hangendsten und die liegendsten Abschnitte des Rettenegg-Profiles nach Westen einfallen, dreht sich das Einfallen im mittleren Bereich des Profils, nordwestlich vom Prinzen-Kogel, allmählich gegen Süden, so daß der hangendste Abschnitt der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen an dem erwähnten Forstweg z. T. im Streichen aufgeschlossen ist. Die Ursache dieser lokalen Drehung ist die antiklinale Aufwölbung des nördlich vom Prinzen-Kogel liegenden Abschnittes. Das Zentrum dieses Dom-artigen Gebildes liegt südlich der Feistritz-Bundesstraße, etwa bei Kote 896. Die Morphologie scheint hier die Tektonik widerzuspiegeln.

Die im vorigen Abschnitt beschriebene Autunit-Störungszone ist durch die Kenntnis dieser antiklinalen Aufwölbung zwanglos erklärbar: Es handelt sich bei dieser Störungszone um die südlichen, ausgedünnten, als Schwächezone prädestinierten Faltschenkel der geschilderten Antiklinale.

Bei der Ermittlung der Mächtigkeit der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Profiles wurde diese Drehung der Schichten bereits berücksichtigt.

*) Vgl. hierzu PETRASCHECK W. E., ERKAN E. und NEUWIRTH K. (1974).

Wie die Aufnahmen von M. SAUD (1972) ergaben, ist im Bereich der Phyllit-Serie ein länglicher, in die Streichrichtung eingeregelter Marmorspan eingeschuppt worden, und zwar rosa bis hellbräunliche Kalkmarmore mit massigem Habitus. Diese Schuppe ist ENE Kote 1126 (Lenz am Kaltenegg) an Wegaufschlüssen zu sehen. Sie erstreckt sich morphologisch einen Rücken bildend, in NNW-Richtung und ist in der weiteren Fortsetzung im Bereich des Rettenegg-Profiles am Beginn des Forstweges (Seehöhe 970 m), allerdings nur in Form von kleineren und größeren Marmorblöcken, zu beobachten.

Diese rosa und hellbräunlichen Kalkmarmore sind mit den massigen mittel-triadischen Kalken vergleichbar.

Innerhalb der Phyllit-Serie, besonders im hangenden Abschnitt, sind dm bis mehrere Meter mächtige Quarzite eingeschaltet. Diese Quarzite bilden etwa 100 m oder mehr lange Linsen. NNE Kote 1126 (Lenz am Kaltenegg), südöstlich vom Rettenegg, in einer Seehöhe von 1080 bis 1100 m, sind kleinere Aufschlüsse von dunkelgrüngrauen, cm bis dm gebankten, bräunlich anwitternden Quarziten mit hellen Serizitschieferlagen beobachtbar. Die Quarzite enthalten in einzelnen Lagen bis zu 7,6% Uran (Analyse am Institut für Allgemeine und Analytische Chemie der Montanuniversität Leoben, Analytiker: P. GANEV); ebenso weisen sie erhöhte Blei-, Zink-, Kupfer- und Vanadium-Gehalte auf. In den Trennfugen dieser Quarzite ist der gelbgrüne aus der Pechblende im Oxydationsbereich entstandene Autunitbelag auffällig.

Bei den dunkelgrüngrauen Quarziten handelt es sich um Bildungen eines reduzierenden, ruhigen Ablagerungsmilieus. Die primär linsige Form dieser Quarzite deutet auf eine relativ geringe Wassertiefe hin.

Die Phyllit-Serie liegt auf der Serie der „Hangenden Wechselschiefer“ FAUPL's konkordant, wie die Aufschlüsse in der nordöstlichen Fortsetzung des Rettenegg-Profiles, in der Umgebung Kreuzriegel, zeigen. Hier ist die von W. VETTERS (1970) als Serie der „Hangenden Wechselschiefer“ ausgeschiedene Schichtfolge, bestehend aus Phylliten, Meta-Arkosen, Quarziten und graphitischen Phylliten, aufgeschlossen. Die „Hangenden Wechselschiefer“ sind wahrscheinlich ins Oberkarbon zu stellen, wie es von H. WIESENER (1971, S. 351) vermutet wurde.

Die permoskythische Folge des Rettenegg-Typus ist weiter südlich, im Bereich des Steinwender Grabens und im Winkelbach gut aufgeschlossen. Der eventuell wirtschaftlich interessante Teil der Phyllit-Serie liegt hier jedoch unter dem Kristallin der Pretul-Einheit begraben.

II.4.2. Das Hagenbach-Profil (Prof. 8)

Der Rettenegg-Typus ist auch im Liesingtal (Obersteiermark) weit verbreitet, der allerdings von hier als Rannach-Serie bekannt gemacht wurde (vgl. K. METZ, 1939 und 1940). Die Schichtfolge des Rettenegg-Profiles ist im Liesingtal, von St. Michael bis Wald am Schober-Paß verfolgbar.

Der hangende Abschnitt der permoskythischen Folge im Liesingtal besteht, genauso wie das Rettenegg-Profil, aus feinkörnigen, hellen Quarziten, wie es z. B. im Bereich des „Sulzbacher-Fensters“ (s. Prof. 9) gut beobachtbar ist. Die grobklastischen und quarzitischen Bereiche im mittleren Teil dagegen entsprechen der

Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Profiles (s. Prof. 8). Die liegendsten Phyllite der Rannach-Serie stellen die Äquivalente der Phyllit-Serie des unterostalpinen Permoskyth dar. Sie führen ebenfalls Quarzitlagen und -linsen innerhalb der phyllitischen Serie, die wirtschaftlich interessant sind. Der Farbton der permoskythischen Schichten des Liesingtals wird, genauso wie im Bereich des Rettenegg-Profiles, allmählich gegen das Liegende zu dunkler. Während in den oberen Partien nur weiße, hellgraue und hellgrüne Farben zu sehen sind, herrschen in den liegendsten Bereichen die dunkelgrauen und die dunkelgrünen Schichten vor.

Das Permoskyth des Liesingtals ist jedoch mächtiger als das Permoskyth von Rettenegg. Weiters ist die Obere Quarzit-Serie des Liesingtales zum Unterschied von der des Rettenegg-Profiles in den liegenden Lagen pelitisch ausgebildet. Auch fehlen in der Phyllit-Serie des Rettenegg-Profiles die dünnen Karbonat-Phyllite der Phyllit-Serie des Liesingtales.

Wie aus der geologischen Karte von K. METZ (Blatt: Oberzeiring—Kalwang, 1967) hervorgeht, liegt die permoskythische Folge im nordwestlichen Abschnitt, südlich von Wald am Schober-Paß, relativ flach, während diese gegen SE allmählich steiler wird und zugleich an Mächtigkeit verliert.

Obwohl die Aufschlüsse des Permoskyth des Liesingtales nicht vorbildlich sind, läßt es sich mit dem Rettenegg-Profil parallelisieren und in 3 Serien gliedern, und zwar (vom Liegenden zum Hangenden) in

- a) die Phyllit-Serie,
- b) die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen und
- c) die Obere Quarzit-Serie.

Das Permoskyth des Liesingtales zwischen Mautern und Wald am Schober-Paß bildet eine flach NE einfallende, i. A. aufrechte Folge. Demzufolge ist das Liegende im Südwesten, während die hangenden Teile nur im Nordosten beobachtbar sind. Das Hangendste der Oberen Quarzit-Serie ist nur innerhalb eines tektonischen Fensters unter dem Karbon nordwestlich von Wald am Schaber-Paß zu sehen (vgl. K. METZ, 1951). Darum fehlt auf Prof. 8, das ein NE-SW-Profil zwischen dem Forsthaus im untersten Hagenbachtal und dem Forstweg südlich des „Roßschwanz“ darstellt, der hangende Abschnitt der Oberen Quarzit-Serie. Dieser Teil wurde jedoch innerhalb des „Sulzbacher Fensters“ auf dem Prof. 9 dargestellt.

a) Die Phyllit-Serie des Hagenbach-Profiles besteht aus grauen Phylliten und Kalkphylliten mit relativ geringmächtigen, linsenförmigen Quarzitlagen. Die tektonische Liegendgrenze der Phyllit-Serie ist auf den Seckauer Gneisen nördlich des Stubalmbaches zu beobachten (vgl. geol. Kt. von K. METZ, 1967): So ist z. B. an dem Forstweg südlich „Roßschwanz“, in 1330 m Höhe dieser tektonische Kontakt gut aufgeschlossen. Hier ist auf den Seckauer Gneisen eine mehrere Meter mächtige, durch Milchquarz verheilte Mylonitzone zu beobachten, die Linsen aus Seckauer Gneisen enthält. Oberhalb der Mylonitzone folgen linsig zerscherte Phyllite, die aus dünnplattigen, grauen Phylliten und grauen, cm bis dm gebankten, bräunlich anwitternden Kalkphylliten der Phyllit-Serie bestehen.

Die Mylonitzone ist an der Basis der Phyllit-Serie weiter gegen WNW verfolgbar. SSW vom „Roßschwanz“, innerhalb des steilen Bachbettes, ist sie in einer Seehöhe von 1395 m wiederum beobachtbar. Hier ist die mit Quarz verkittete Zerschneidungszone zwischen der Phyllit-Serie und dem Seckauer Gneis ca. 1,5 m mächtig. Im Hangenden der Mylonitzone sind linsig zerscherte, grüngraue Phyllite und graue, bräunlich anwitternde Kalkphyllite vorhanden, die von hellgrünen, phyllitischen Quarziten und grauen Kalken überlagert werden.

Im Hangenden der wechsellagernden grüngrauen Phyllite und der cm bis dm gebankten, grauen Marmore des Hagenbach-Profiles folgen graue, phyllitische Quarzite (ss 50/28), wechsellagernde, mächtige, graue Phyllite mit Serizitquarzitlagen und dünngeschichtete, graue Marmore, Serizitquarzite (ss 04/16) und grüngraue Phyllite vor.

b) Die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Hagenbach-Profiles bildet eine wechsellagernde Serie mit Meta-Arkosen, Meta-Konglomeraten, Quarziten mit Gerölleinstreuungen und verschiedenen Quarziten.

Im Übergangsbereich zur Phyllit-Serie enthält sie Phyllite mit Quarzgeröllen und dünnplattige, kalkige Phyllite. Darauf folgen der Reihe nach blaugraue Quarzite mit walnuß- bis eigroßer Milchquarzgeröllen (wohl Gangquarze), graue Quarzite (ss 04/16), blaugraue Quarzite, grüngraue Quarzite mit 5 cm großen Milchquarzgeröllen, grüngraue Quarzite, weiße, hellgraue bis graue Quarzite, hellgrüne Quarzite (ss 56/26), grüne Quarzite mit dünnblättrigen Phylliten, wechsellagernde Serizitquarzite und grüne phyllitische Quarzite mit dünnblättrigen, grünen Phyllitlagen, dünnplattige, hellgrüne oder weiße Quarzite (ss 65/38 und Faltungs-B 130/22) und grüne Quarzite mit cm großen Milchquarz-Geröllen und bis zu 5 mm großen, klastischen Feldspat-Komponenten.

Der tektonische Kontakt der Rannach-Serie mit den darunterliegenden Seckauer Gneisen ist weiters im oberen Ripplgraben (vgl. Abb. 4), SW der Ripplmauer, innerhalb der Rannach-Serie in Form eines tektonischen Fensters aufgeschlossen. Besonders im südlichen Abschnitt der Ripplmauer ist diese tektonische Kontaktfläche an mehreren Aufschlüssen sehr gut zu beobachten. Hier ist zwischen den Seckauer Gneisen und der auflagernden Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Typus eine mit Milchquarz verheilte Mylonitzone zu beobachten, die mehrere dm bis 10 cm große Linsen der Seckauer Gneise enthält. Im unmittelbar an die Mylonitzone grenzenden Bereich enthalten die Seckauer Gneise mit Quarz und Turmalin gefüllte Gänge. Der Hangendbereich der Mylonitzone wiederum enthält kleinere oder größere Quarzitlinsen des Permoskyth. Unmittelbar darauf liegen grüne Quarzite des Permoskyth.

Wenn wir die Ergebnisse am Südrand der Rannach-Serie S „Roßschwanz“ mit den Beobachtungen im oberen Ripplgraben vergleichen, müssen wir feststellen, daß die Rannach-Serie die Seckauer Gneise schief schneidet: südlich von „Roßschwanz“ nämlich liegt die Phyllit-Serie des Permoskyth auf den Seckauer Gneisen, während in der Umgebung vom Ripplgraben die Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen, also ein jüngerer Abschnitt der permoskythischen Folge, mit den Seckauer Gneisen in Kontakt ist.

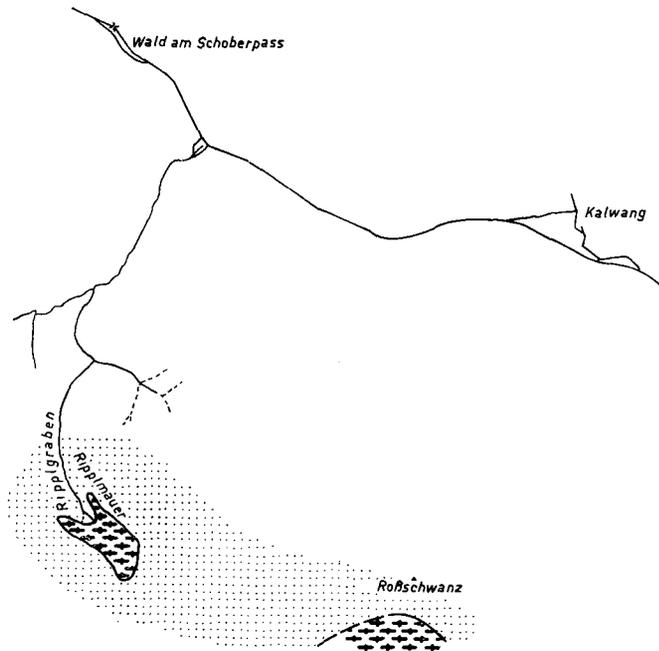


ABB. 4 LAGESKIZZE DES "RIPPL-FENSTERS"



c) Die Obere Quarzit-Serie des Hagenbach-Profiles besteht aus hellen Quarziten mit Serizitschieferlagen. Die hangendsten Lagen dieser Serie dürften unter der Karbon-Schuppe auf der N-Seite des Liesingtales liegen (s. Kt. von K. METZ, 1940).

Die Obere Quarzit-Serie liegt mit hellgrünen und phyllitischen Quarziten auf der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen. Darauf folgen der Reihe nach dünnplattig zerfallende Serizitschiefer, hellgrünliche oder weiße Serizit-quarzite, grüne, dünnblättrige Phyllite, phyllitische Quarzite, grüne Quarzite, Serizitschiefer und grüne Quarzite (ss 08/28).

Die weitere Fortsetzung der Oberen Quarzit-Serie ist innerhalb des „Sulzbacher Fensters“, nördlich von Wald am Schober Paß, aufgeschlossen. Die stratigraphische und tektonische Position dieser Quarzite wurde von K. METZ (1940, S. 167) richtig erkannt und genau beschrieben. Die detaillierte Neuaufnahme im Bereich des „Sulzbacher Fensters“ brachte weitere stratigraphische und tektonische Ergebnisse.

Ein Querprofil durch das „Sulzbacher Fenster“, das dem Verlauf des Sulzbachs zwischen Wald am Schoberpaß und dem Sulzkar entspricht, zeigt uns (s. Prof. 9),

daß hier im unteren Bereich, an der Bundesstraße bei Wald am Schoberpaß, grüne Quarzite mit feinem Feldspatgrus, wie sie aus der Oberen Quarzit-Serie des Hagenbach-Profiles gut bekannt sind, anstehen. Nördlich dieses Aufschlusses, etwa an dem E-W verlaufenden Weg südlich des Gehöftes „Hansl im Berg“ stehen dünnblättrige, schwarze, graphitische Phyllite (ss 354/24) an, die die Basis der auf dem Permoskyth liegenden Karbon-Schuppe bilden. Die nördlicher verlaufenden Aufschlüsse zwischen Sulzbach und „Hansl im Berg“ zeigen vom Liegenden zum Hangenden dunkelgraue, z. T. graphitische Phyllite, Serizitschiefer, hellgraue, dünnplattige Serizitquarzite und Quarzite, graphitische, dünnblättrige Phyllite, wechsellagernde Phyllite und dunkelgraublaue, gebänderte Marmore mit Hellglimmern an den Schichtflächen (ss 354/24).

In der östlichen, streichenden Fortsetzung dieses Vorkommens, nördlich der Vereinigung des Sulz- und des Schlöglbaches sind grau-blau-weiß gebänderte, dm gebankte, wandbildende Kalke mit Serizitschieferlagen im Liegenden der dünnblättrigen Graphitphyllite (ss 48/30) aufgeschlossen.

Wenn wir die bisher beschriebene Schichtfolge der Karbon-Schuppe mit den weiteren, darauffolgenden Schichtgliedern vergleichen (s. Prof. 9), sehen wir, daß diese Karbon-Schuppe einen symmetrischen Bau besitzt und deshalb einen synklinalen Charakter hat, wobei im Kern die (? unter) karbonen Bänderkalkmarmore Platz nehmen. Herr Dr. F. EBNER (Landesmuseum Joanneum, Graz) untersuchte zwei Proben (WA 1 und WA 2) aus diesen Crinoiden-führenden Marmoren, konnte jedoch keine Conodonten nachweisen.

Der Nordflügel der Karbon-Schuppe ist wie der bereits beschriebene Südflügel aufgebaut.

Die tektonische Hangend-Grenze der Karbon-Schuppe ist im Sulzbach-Graben, in 1015 m Seehöhe, zu beobachten. Hier liegen hellgraue Serizitquarzite der Oberen Quarzit-Serie auf den Graphitschiefern der Karbon-Schuppe. In diesem Grenzbereich sind ebenfalls größere Blöcke von Bändermarmoren beobachtbar.

Die weiteren, hangenden Schichtglieder der Oberen Quarzit-Serie bestehen der Reihe nach aus hellgrauen, weißen, z. T. phyllitischen, cm bis dm gebankten Quarziten (ss 08/38), grünlichgrauen, dünnschichtigen Serizitquarziten, feinzelligporösen, bräunlich-grusig verwitternden, karbonatischen Quarziten mit dünnen, grauen Quarzit- und Kalkmarmorlagen.

Auf dieser Schichtfolge der Oberen Quarzit-Serie liegen dünnplattige, braune Kalkmarmore. Diese Marmore sind wahrscheinlich ins Anis zu stellen, wie ein Vergleich des permotriadischen Profils des Liesingtales mit den Profilen von Thörl (Obersteiermark) und Rettenegg nahelegt. Diese Annahme wird durch die unterlagernde rauhwackenartige Schichtfolge unterstützt.

Der Fenster-Inhalt des „Sulzbacher-Fensters“ bildet eine symmetrische Folge mit den zuletzt erwähnten Marmoren im mittleren Abschnitt (s. Prof. 9). Es handelt sich hier wohl um eine liegende Synklinale der permoskythischen Folge; daher wird auch der hangende, invers liegende Flügel der Mulde nicht näher beschrieben.

Die hangende tektonische Grenze des „Sulzbacher Fensters“ ist im Sulzbachgraben mit einer durch Milchquarz verheilte Störungszone in etwa 1200 m Höhe relativ gut markiert. Hier finden sich im cm- und dm-Bereich wechsellagernde, grüne Serizitphyllite und weiße Quarzite der Oberen Quarzit-Serie im Liegenden der Graphitschiefer der Karbon-Scholle. Das Milchquarzband des Grenzbereiches ist ca. ein Meter mächtig.

Auf den Graphitschiefern der Karbon-Scholle folgen der Reihe nach graue bis graublau, gebänderte Kalkmarmore mit weißen, netzartig verzweigten Adern, Graphitschiefer, blaugraue bis hellgraue Bändermarmore mit weißen Kalzitadern und einige Meter mächtigen basischen Gängen, schwarze Quarzite, grüne serizitische Quarzite, blaugraue bis weiße Bändermarmore, schwarze, graphitische Quarzite, blaugrau-hellgraue Bändermarmore, schwarze oder dunkelgraue, serizitische Graphitquarzite mit dünnen serizitischen Lagen und walnußgroßen Quarzlinzen und schließlich (Sulzkar, 1270) gut aufgeschlossene graue Quarzite.

Der permotriadische, relativ stark verschuppte Fensterinhalt des „Gaishorn-Fensters“ ist stratigraphisch mit der oben beschriebenen Schichtfolge des „Sulzbacher Fensters“ vergleichbar (vgl. K. METZ, 1947). Die Überschiebungsfäche am Ostrand des „Gaishorn-Fensters“ ist u. a. SSW Weidalm, an einem Forstweg, in 1020 m Seehöhe, gut aufgeschlossen, wo die phyllitische Quarzite der Phyllit-Serie im tektonischen Liegenden der blaugrauen Bänderkalke des Karbons zu beobachten sind.

II.5. Der Thörl-Typus (Abb. 15 und Prof. 10)

Der Thörl-Typus ist im hangenden Abschnitt vollkommen identisch mit dem Rettenegg-Typus. Die Obere Quarzit-Serie beider Typen bestehen aus hellen Quarziten von vergleichbarer Mächtigkeit (vgl. Prof. 7 u. 10). Im liegenden Teil sind sie jedoch stark unterschiedlich ausgebildet.

Die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Typus ist bedeutend mächtiger als die des Thörl-Typus, obwohl sie lithologisch keinen Unterschied aufweist. Der deutlichste Unterschied zwischen den beiden Typen besteht darin, daß die Phyllit-Serie des Rettenegg-Typus, dem Thörl-Typus gänzlich fehlt.

Der Thörl-Typus ist im zentralalpinen Raum zwischen Rettenegg und Liesingtal weit verbreitet.

II.5.1. Das Thörl-Profil (Prof. 10)

Der Thörl-Typus ist an dem NW-SE erstreckenden Rücken östlich der Eisenbahnlinie S Thörl, im Bereich des „Hammer Wald“, relativ gut aufgeschlossen.

Wie im vorigen Abschnitt angedeutet, besteht der Thörl-Typus vom Hangenden zum Liegenden aus 2 Serien, nämlich:

- a) Die Obere Quarzit-Serie,
- b) die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen.

a) Die hangendsten Schichtglieder dieser Serie, die grüngrauen und feinkörnigen Quarzite liegen stratigraphisch unter den mitteltriadischen, dünnplattigen bis grobgebankten, blaugrauen Marmoren, die unmittelbar vor dem Tunnlein-

gang auf der E-Seite aufgeschlossen sind. Diese Marmore sind hier etwas überkippt (ss 195/85). Im (stratigraphisch) Liegenden dieser Quarzite folgen der Reihe nach wechsellagernde grüngraue Quarzite und Serizitschiefer, weiße Quarzite (ss 25/35), graue und grüngraue Serizitquarzite mit einige mm großen Feldspäten (ss 330/33), Serizitquarzite mit Serizitschieferlagen, weiße, rosa, dm gebankte Quarzite, grüngraue, feinkörnige Quarzite mit Kreuzschichtung (Probe Thörl 24), wechsellagernde Serizitschiefer und dünnplattige, dunkelgraue Quarzite.

b) Die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen enthält im Unterschied zur vorigen Serie mehrere Arkose- und Konglomeratlagen. Im hangendsten Teil befinden sich graue Serizitquarzite mit grobgebankten Konglomerat- und Arkoselagen mit cm großen Quarz- und Feldspat-Komponenten. Gegen das Liegende folgen grüngraue, feinkörnige Quarzite, Serizitschiefer, Serizitquarzite, graue Quarzite, dünnplattige, dunkelgraue Quarzite, feingebänderte, grüngraue Meta-Arkosen und schließlich Meta-Konglomerate mit weißen, rosa Quarz- und schwarzen Kieselschiefer-Komponenten. Die Basiskonglomerate liegen auf den feinkörnigen Gneisen des Troiseck-Kristallins.

Die Gesamtmächtigkeit des Thörl-Typus beträgt etwa 235 m.

II.5.2. Das Tweng-Profil

Die Zuordnung der unterostalpinen Permoskyth-Folge im Bereich der verkehrtliegenden Quarzphyllit-Decke zu einem Typus ist nicht so gesichert, da deren entscheidenden, stratigraphisch liegenden Abschnitte tektonisch reduziert worden sind (Prof. 11). Wenn das Permoskyth der Quarzphyllit-Decke vor der tektonischen Amputation eine Phyllit-Serie an der Basis enthielt, müßte es dem Rettenegg-Typus, ansonsten dem Thörl-Typus zugehören.

Das Profil-Tweng der unterostalpinen Quarzphyllit-Decke (Prof. 11) erstreckt sich südwestlich vom Gurpitscheck (2526 m) in SW-Richtung, auf dem Höhenrücken zwischen den Seehöhen 2060 und 2200 m westlich vom Kernsee. Es entspricht der Fig. 11 von A. TOLLMANN (1959).

Das Permoskyth von Tweng-Profil kann man vom Hangenden zum Liegenden in 2 Serien untergliedern:

- a) Die Obere Quarzit-Serie,
- b) die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen.

a) Die Obere Quarzit-Serie liegt (stratigraphisch!) im Liegenden der mitteltriadischen Karbonate.

Die mitteltriadischen Karbonate enthalten im Grenzbereich zur Oberen Quarzit-Serie graue Dolomitmarmore und wechsellagernde, schwarze und hellbräunliche Kalkmarmore. Stratigraphisch darauf (d. h. tektonisch im Liegenden!) folgen der Reihe nach dunkelblaugraue, meistens dünnplattige Kalk-Marmore, hellbräunliche, rosa, weiße und hellgraue Kalk-Marmore (ss 26/33), wiederum dunkelgraue, meistens dünnplattige Kalk-Marmore, hellgraue, hellbräunliche, dunkelgraue, rötliche, dunkelblaugraue und hellbräunliche, grobbankige Kalk-Marmore, die an den Schichtflächen meist Hellglimmerbelag führen.

Im Liegenden dieser anisischen Karbonate sind weiße Quarzite der Oberen Quarzit-Serie aufgeschlossen. Nach A. TOLLMANN (1959, Taf. A) soll zwischen den beiden Schichtgliedern, zwischen Anis und Skyth eine Deckengrenze, die die Kesselspitz-Decke von der Quarzitphyllit-Decke trennen soll, durchziehen. Es sei an dieser Stelle jedoch ausdrücklich betont, daß zwischen Skyth und Anis im Bereich des Tweng-Profiles oder in der nächsten Umgebung weder eine Deckengrenze noch auch nur eine halbwegs erwähnenswerte Störung existiert.

Im Liegenden der weißen Quarzite sind der Reihe nach blättrig anwitternde Quarzite mit Pyriten (ss 52/48), hellgraue, dm gebankte, weiße Quarzite (ss 46/36), hellgraue und weiße, dünnplattige Quarzite mit dünnen, hellgrüngrauen Serizitquarzit-Lagen (ss 66/40), hellgrau bis weiße, blättrig anwitternde Quarzite mit mm mächtigen Serizitschiefer-Lagen und Fuchsit, Serizitquarzite, weiße Quarzite mit dünnen Serizitschiefer-Lagen, Serizitquarzite mit faustgroßen Quarzknuern (ss 60/38) und grünliche Quarzite aufgeschlossen.

b) Im hangendsten Bereich enthält die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen Konglomerate, die durchschnittlich 5 bis 10 cm große Quarz-, Dolomit-, Kalk- und Granit-Komponenten enthalten. Das Bindemittel ist den grünen Quarziten der Oberen Quarzit-Serie vollkommen gleich.

Diese Konglomerate wurden von A. TOLLMANN (1959, Taf. A) mit der Signatur „Dolomitbrekzie“ angeführt, vom Permoskyth getrennt und als Paläozoikum eingestuft. Sie gehören aber eindeutig zum Permoskyth der Quarzphyllit-Decke.

Im stratigraphischen Liegenden der Konglomerate folgen der Reihe nach grüne Serizitquarzite, hellgrüne und z. T. weiße, dünnblättrig anwitternde Quarzite, grüne, z. T. serizitische Quarzite und Serizitquarzite.

Das Liegende der zuletzt aufgezählten Serizitquarzite ist tektonisch abgeschnitten. Darunter finden sich graue und dunkelgraue Quarzphyllite, welche sichtlich stärker metamorph sind und ca. 5 cm mächtige, milchweiße Quarzadern führen. In der weiteren Folge, in etwa 2250 m Seehöhe, enthalten diese Quarzphyllite 3 bis 4 Meter mächtige Dolomitlagen, die reichlich Fuchsite enthalten (vgl. Prof. 11).

III. Stratigraphie und Parallelisierung der permotriadischen Serien

III.1. Mitteltrias (Prof. 6 b, 4, 2, 10 und 7)

a) Dachsteinmasse: Im Bereich der Dachsteinmasse sind die unmittelbar auf der Permoskyth-Folge liegenden Schichten schwarze, dünnplattige, in den Nördlichen Kalkalpen weit verbreitete Dolomite, wie sie für die Gutensteiner Dolomite typisch sind. Deshalb wurden diese Schichten, entsprechend der Einstufung der Gutensteiner Dolomite, als anisisch eingestuft. Rauhacken fehlen in diesem Bereich. Die Gutensteiner Dolomite gehen gegen das Hangende, über die vermittelnden grobbankigen, grauen Dolomite, in hellgraue, massige Wetterstein-Dolomite über.

Die im Hangenden dieser Dolomite liegenden Schreyeralm-Kalke führen (F. KÜMEL, 1954, S. 34): *Physoporella pauciforata* GÜMBEL), wodurch das anisische Alter dieser Schichten bewiesen ist.

b) Radmer-Typus: Die tektonisch im Hangenden der Permoskyth-Folge lagernden, hellgrauen, massigen Dolomite stellen die mitteltriadischen Wetterstein-Dolomite dar. Allerdings ist die Basis dieser Dolomite reduziert worden, wie die einzelnen, an der Störungszone eingeklemmten Rauhacken-Scholten (s. Prof. 4) zeigen.

Das Permoskyth des Aschbach-Profiles liegt im Liegenden der anisischen Gutensteiner Kalke.

c) Veitschalm-Typus: Die dunkelgrauen, dünnplattigen Gutensteiner Dolomite des Anis bilden das ungestörte Hangende der Permoskyth-Folge im Bereich des Veitschalm-Profiles.

Die im Bereich des Zirbelkogel-Profiles (Prof. 3) die Permoskyth-Folge überlagernden mitteltriadischen Wetterstein-Kalke enthalten bei der Leobner Mauer (E. SPENGLER, 1926, S. 47) *Spirigera* sp.

d) Thörl-Typus: Die blaugrauen, z. T. dünnplattigen Bändermarmore im unmittelbar Hangenden des Thörl-Typus gehören nach K. METZ (1953, S. 48) der Trias an, nach A. TOLLMANN (1963, S. 21 und 22) sind sie ins Anis zu stellen.

Die anisische Einstufung der bunten, z. T. dolomitischen Kalkmarmore des Tweng-Profiles (A. TOLLMANN, 1959, Taf. A) kann ich nur bestätigen, da sie im Hangenden der ungestörten, weißen skythischen Quarzite liegen.

e) Rettenegg-Typus: Die bräunlichen Rauhacken und die grauen Dolomitmarmore des Rettenegg-Profiles wurden von P. FAUPL (1972, S. 113) ins Anis bzw. in die Mitteltrias gestellt. Auch diese Einstufung konnte durch meine Detailaufnahmen bestätigt werden.

Die von mir zum ersten Mal beobachteten, bräunlichen Marmore im Hangenden der skythischen Quarzite im „Sulzbacher Fenster“ stuft ich gleichfalls als anisisch ein, da diese Marmore mit den Skyth-Quarziten Übergänge bilden und Äquivalente der anderen zentralalpinen, anisischen, gebänderten Marmore darstellen.

III.2. Kalk-Serie (Prof. 6 b, 4 und 2)

a) Dachsteinmasse: Wie im Abschnitt II.3.1. dargelegt wurde, führt die Kalk-Serie der Dachsteinmasse eine oberskythische Mikrofauna.

Oberhalb der Dachstein-Südwand-Hütte fand E. SUESS (nach F. KÜMEL, 1954, S. 33) in den grauen Kalken der Kalk-Serie folgende Fauna des Ober-Skyth:

Tirolites cassianus QUENSTEDT

Naticella (Naticella) costata MUENSTER

Myacites (Anodontophora) fassaensis WISSMANN

b) Radmer-Typus: Die Kalk-Serie des Radmer-Typus, die in den meisten Fällen tektonisch reduziert ist, enthält bei Eisenerz folgende, gleichfalls für Ober-Skyth typische Fossilien (E. SPENGLER, 1926, S. 41):

Naticella costata MUENSTER

Turbo rectecostatus HAUER

Die dunkelgrauen, plattigen Kalke des Radmer-Typus führen in der Nähe von Weichselboden die unten angeführten Ober-Skyth-Fossilien:

Myophoria costata ZENK
Naticella costata MSTR.
Hoernesia cf. socialis SCHL.

Ebenso läßt sich das oberskythische Alter der Kalk-Serie in den östlicher gelegenen Vorkommen des Radmer-Typus beweisen. So z. B. beinhalten die dunklen Kalke auf der S-Seite des Feuchter bei 650 m, oberhalb des Hofes Haaberg (H. P. CORNELIUS, 1952, S. 33) die folgende Fauna des Ober-Skyth:

Myophoria costata ZENK.
Hoernesia socialis BRONN
Anadontophora cf. canalensis CAT.
Naticella costata MSTR.
Holopella gracilior SCHAUR.

c) Veitschalm-Typus: Die Kalk-Serie des Veitschalm-Typus erweist sich ebenfalls oberskythisch, wie die Kalk-Serie der Rothsohlschneid (Hochveitsch) mit *Naticella costata* MUNST. zeigt (s. H. P. CORNELIUS, 1952, S. 33).

III.3. Gips-, Ton- und Sandstein-Serie (Abb. 15)

a) Ramsau-Typus: Im Abschnitt II.3.1.C. wurde bereits erwähnt, daß die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Ramsau-Typus oberpermisch ist, da sie Oberperm-Sporen (det. W. KLAUS) führt.

Die palynologischen Untersuchungen von W. KLAUS und die S-Isotopen-Bestimmungen von E. PAK zeigen eindeutig, daß die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Ramsau-Typus, das Haselgebirge von Hallstatt (= Fortsetzung der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Ramsau-Typus) und die Gipse zwischen Wörschach und Weißenbach bei Liezen oberpermisch sind (W. KLAUS, 1974, S. 83).

Die von K.-H. BÜCHNER (1974, S. 77) als oberskythisch gedeutete Schichtfolge der Gipslagerstätte Schildmauer wurde von A. TOLLMANN (1976, S. 44) ins Oberperm (Bellerophoniveau) gestellt. Es handelt sich hier tatsächlich um die oberpermische Gips-, Ton- und Sandstein-Serie mit der beschriebenen Schichtfolge (Kap. II.2.2. und II.3.1.C). Das Liegend-Gipslager ist hier in den liegendsten Teilen stark dolomitisch ausgebildet (s. HADITSCH, 1965, geol. Karte und S. 128). Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie dieser Lagerstätte enthält kleine Einschlüsse von Steinsalz (K.-H. BÜCHNER, 1970, S. 16).

b) Radmer-Typus: Die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Radmer-Typus im Bereich von Preinsfeld-Heiligenkreuz und Mödling ist nach S-Isotopen und Sporen-Inhalt oberpermisch (W. KLAUS, 1974, S. 84).

Aus den oben angegebenen Altersdatierungen ergibt sich, daß die Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Ramsau-Typus und die des Radmer-Typus gleichaltrig bzw. gleichartig sind und daher beide Typen in diesem Niveau parallelisierbar sind.

III.4. Ton- und Sandstein-Serie

b) Radmer-Typus: Durch das Hangend- und das Liegend-Gipslager der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie des Radmer-Typus wurde die Ton- und Sandstein-Serie in die liegenden Tone und Sandsteine und die hangenden Tone und Sandsteine geteilt. Die Fauna der hangenden Tone und Sandsteine (Werfener Schiefer) dieses Typus führt eindeutig die folgende, für tieferes Skyth typische Fauna (E. SPENGLER, 1926, S. 40):

Pseudomonotis (Claraia) Clarae EMMR. (Fözl bei Aflenz, Leopoldsteiner See, Weg Gollrad-Graualpe).

Pseudomonotis (Claraia) aurita HAU. (Leopoldsteiner See)

Pleuromya fassaensis WISSM. (Weg Gollrad-Graualpe, Straße Au-Göriach, Seeriegel am Leopoldsteiner See).

Die hangenden Tone und Sandsteine reichen gegen das Hangende bis Ober-Skyth, da sie oberskythische

Naticella costata MSTR. (Bürgeralpe bei Aflenz, Hainzler südwestlich Bodenbauer, Seeriegel am Leopoldsteiner See) führen.

c) Veitschalm-Typus: Die Ton- und Sandstein-Serie des Veitschalm-Typus enthält keine Gipslager. Sie liegt aber, genauso wie die äquivalente Serie des Radmer-Typus, im Liegenden der oberskythischen Kalk-Serie und im Hangenden der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen. Da die Basis der Ton- und Sandstein-Serie des Radmer-Typus oberpermisch ist, müßte die Ton- und Sandstein-Serie des Veitschalm-Typus von Oberperm bis Oberskyth reichen. Dies bedeutet also, daß die Grenze zwischen Perm und Skyth im Veitschalm-Typus lithologisch nicht gekennzeichnet ist.

III.5. Phyllit-Serie des Rettenegg- und des Ramsau-Typus

Die Phyllit-Serie des Rettenegg-Typus beinhaltet Abkömmlinge saurer Vulkanite, die, da sie eine weit verbreitete Erscheinung darstellen, ausgezeichnet zur Parallelisierung über weitere Bereiche Verwendung finden können. Die Obergrenze dieser sauren Vulkanite in den vergleichbaren Sedimenten der West-, Ost-, Südalpen und der angrenzenden Bereiche wurde fast in allen Fällen ins Unter-Rotliegende gestellt (RIEHL-HERWIRSCH, 1965; FALKE, 1972; MOSTLER, 1972; TREVISAN, 1972). Deshalb werden von mir die Porphyroid-führende Phyllit-Serie des Rettenegg-Typus und die damit parallelisierte Phyllit-Serie des Ramsau-Typus in das Unter-Rotliegende eingestuft.

III.6. Obere Quarzit-Serie

a) Thörl-Typus: Wenn wir die Ton- und Sandstein-Serie des Veitschalm-Typus mit der Oberen Quarzit-Serie vergleichen, müssen wir feststellen, daß beide Serien im Hangenden der gleichartigen Unteren Sandstein- bzw. Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen Platz nehmen. Daraus ergibt sich, daß die Basen dieser nicht ganz gleichartigen Sedimente gleichaltrig sind; somit dürfte die Obere Quarzit-Serie des Thörl-Typus mit einiger Wahrscheinlichkeit den Zeitabschnitt Oberperm und Skyth vertreten, da sie im Liegenden von Anis liegen.

b) Rettenegg-Typus: Die hellgrünen oder weißen, feinkörnigen Quarzite des Rettenegg-Typus sind lithologisch vollkommen der Oberen Quarzit-Serie des Thörl-Typus gleichzustellen. Sogar die Mächtigkeiten beider Serien sind annähernd gleich. Deshalb haben m. E. diese beiden Oberen Quarzit-Serien gleichen stratigraphischen Umfang.

III.7. Untere Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen

a) Ramsau-Typus: Die Untere Quarzit- bzw. Sandstein-Serie des Ramsau-Typus nimmt zwischen der oberpermischen Gips-, Ton- und Sandstein- und der unterpermischen Phyllit-Serie Platz (vgl. Abb. 15); somit gehört sie ins Ober-Rotliegende (= Mittelperm). Diese psammitische Serie ohne Grobklastika fasse ich als eine Beckenfazies der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen der anderen Typen auf.

b) Rettenegg-Typus: Die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Typus unterlagert die oberpermische bis skythische Quarzit-Serie; andererseits liegt sie im Hangenden der Phyllit-Serie und gehört damit ins Ober-Rotliegende.

c) Radmer-, Veitschalm- und Thörl-Typus: Die Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serien mit grobklastischen Lagen dieser Typen stellen lithologisch, wenn man vom unterschiedlichen Metamorphosegrad absieht, vollkommen gleichartige Bildungen dar. Es handelt sich in jedem Fall um eine wechsellagernde Serie mit Konglomerat-, Brekzien-, Arkose- und Sandstein, bzw. Quarzitlagen.

Diese Serie wird in jedem Fall von der oberpermischen Ton- und Sandstein- oder von der Oberen Quarzit-Serie überlagert. Demzufolge ist sie mittelpermischen Alters.

Die untere Grenze der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen oben genannter Typen reicht nicht bis zum Unter-Rotliegenden, da im Liegenden die unterpermische Phyllit-Serie fehlt. Die relativ schnell sedimentierte Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Radmer-, Veitschalm- und Thörl-Typus dürfte geringeren stratigraphischen Umfang als die gleiche Serie des Ramsau-Typus ohne Grobklastika und mit größerer Mächtigkeit haben. Irgendwelche Schichtlücken innerhalb der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen sind nicht feststellbar.

In der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen ist der Grobschutt der Saalischen Phase der Ostalpen eingebettet worden, die die variszische Ära von der alpidischen Ära trennt. Durch diese Phase wurden die Abtragungsbereiche des Radmer-, Veitschalm- und Thörl-Typus im Laufe des Mittelperms in Ablagerungströge umgewandelt. Wie der plötzliche Beginn der Grobklastika zeigt (vgl. Prof. 2 bis 5), hat die Saalische Phase relativ abrupt begonnen. Wie in den verschiedenen Niveaus der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen sich wiederholenden Grobklastika zeigen, nehmen die Grobklastika allmählich gegen das Hangende ab (vgl. Prof. 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 10 und 11).

IV. Ablagerungsmilieu der permoskythischen Folgen in den östlichen Ostalpen

Die oberskythische Kalk-Serie und die oberpermische bis unterskythische Ton- und Sandstein-Serie enthalten marine Faunen (vgl. Kapitel III).

Nach den bisherigen Ergebnissen weisen die Gipse der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie die gleiche, für Perm typische S-Isotopenzusammensetzung auf. Das zeigt, daß diese Gipse Produkte desselben oder doch miteinander in Verbindung stehender Teilbecken darstellen. Die liegenden Tone und Sandsteine der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie führen in Radmer Rippelmarken (s. Abb. 5).

Die Untere Quarzit-Serie enthält gradierte Quarzite (Probe Schlitzenalm 5 a). Es handelt sich also hier z. T. um aquatisch gebildete, in relativ tieferen Bereichen abgelagerte ehemalige Sandsteine. Sie enthält ebenso Quarzite mit Kreuzschichtung (Abb. 6), die Flachwasserbildung mit relativ größerer Wasserbewegung darstellen. Ergänzend sei bemerkt, daß diese Serie marine Fauna enthält, wie es im Abschnitt II.3.1. E berichtet wurde.

Die Untere Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Veitschalm-Typus enthält ebenfalls gradierte Sandsteine (s. Abb. 7).

Wie mehrere Funde von Rippelmarken beweisen, ist auch die Obere Quarzit-Serie des Rettenegg und Thörl-Typus aquatisch entstanden (M. KIRCHMAYER, 1961 und Probe von Dissen bei Fischbach, Leg. Ing. LACKENSCHWEIGER, Samml. Geol. Inst. Montanuni. Leoben). Die Obere Quarzit-Serie führt in Thörl Kreuzschichtungen (Probe Thörl 24), die für bewegtes Wasser kennzeichnend sind.

Nach F. KOCZY et al. (1963) kann man das marin gebildete Uran von dem der kontinentalen Sedimente unterscheiden. Er schreibt dazu (S. 212): „Das Uran ist im Meer in chemischen oder anderen Sedimenten reich in organischer Substanz — gewöhnlich in fein verteilter oder kolloidaler Form vorhanden. In kontinentalen Sedimenten dagegen führen hohe Urangelhalte gewöhnlich zur Bildung von Uranmineralien.“ Danach dürften die ostalpinen Uranerze marin abgelagert worden sein, da das Uran in jedem Fall (z. B. im permischen bunten Sandstein von Fieberbrunn, im Serizitquarzit von Forstau, im Serizitquarzit der Phyllit-Serie von Rettenegg und in den Serizitquarziten der Phyllit-Serie im Ripplgraben südlich vom Wald am Schoberpaß) an Pflanzenreste gebunden ist (O. SCHULZ, 1970, S. 213) und in fein verteilter Form vorliegt (s. Abb. 8). Dabei sind die Urangelhalte vielfach recht hoch (einige Prozent bis einige Zehntel Prozent).

V. Paläogeographie und Uranvorkommen des Unterperm in den östlichen Ostalpen

Wie auf Abb. 12 dargestellt ist, besteht das Unterperm der östlichen Ostalpen paläogeographisch aus zwei Bereichen, nämlich:

1. Ablagerungsbereich der Phyllit-Serie
2. Abtragungsbereich

1. Die Phyllit-Serie des Unterperm ist nur im Bereich des Ramsau- und Rettenegg-Typus vorhanden.

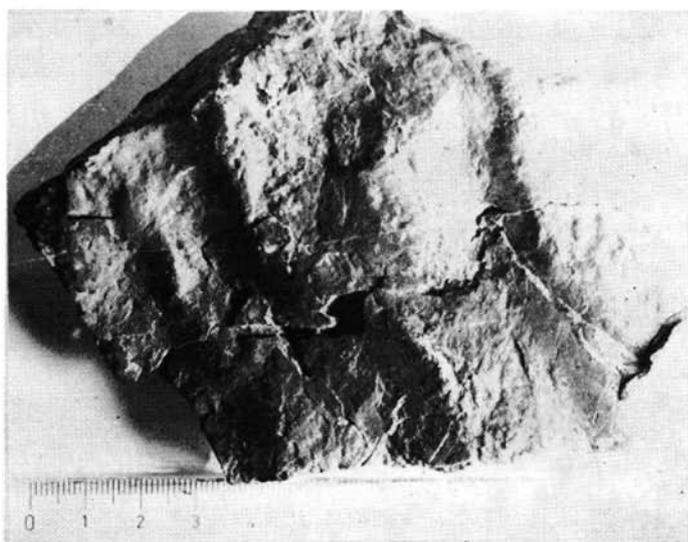


Abb. 5. Rippelmarken innerhalb der Liegenden Tone und Sandsteine der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie in Radmer (Probe R 3).

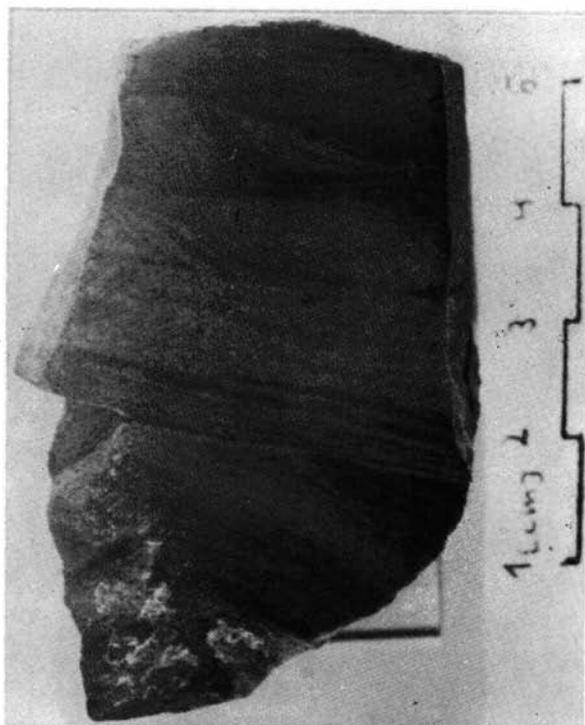


Abb. 6. Kreuzschichtung innerhalb der Unteren Quarzit-Serie des Dachstein-Profiles (Probe Schlitzental 5).



Abb. 7. Graded bedding innerhalb der Unteren Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Zirbenkogel-Profiles (Probe Z 16).

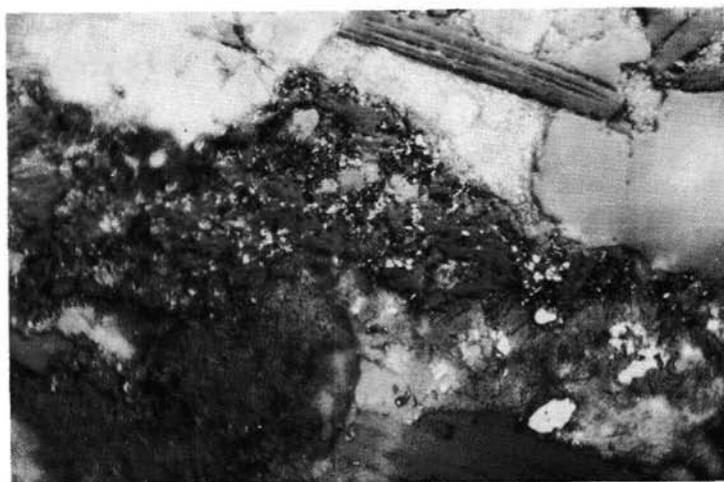


Abb. 8. Fein verteiltes UO_2 (schwarze Punkte im Bindemittel) in den Serizitquarziten der Phyllit-Serie, Lenz im Kaltenegg, südöstlich von Rettenegg (Stmk.). 450fach.
Der relativ hohe Vanadiumgehalt (bis 500 ppm) der Uranerze der Phyllit-Serie deutet auf schlecht durchlüftetes Entstehungsmilieu hin.

Im Bereich des Rettenege-Typus, im östlichen Unterostalpin, besteht die Phyllit-Serie aus — heute im metamorphen Zustand vorliegenden — tuffitischen Tonschiefern und uranführenden Sandsteinlinsen. Die — thoriumarme — Zusammensetzung und die — kolloidal bis feinverteilte — Ausbildung der Uranerze in Rettenege legen nahe, daß die zugehörigen tonig-sandigen Sedimente marine Bildungen seien.

Die tonigen Bildungen der Phyllit-Serie dürften in einem feuchtwarmen Klima des Unterperm gebildet worden sein, welches die chemische Verwitterung und somit die Bildung der Tonminerale begünstigte. Die Schwermineraluntersuchungen der Phyllit-Serie, die derzeit von G. NIEDERMAYR durchgeführt werden, könnten auch in dieser Hinsicht weitere Hinweise liefern.

Für die Ablagerung des Uranerzes in „Lenz im Kaltenege“, südöstlich von Rettenege, kommt ein stark reduzierendes Milieu, das auch die Ausscheidung von Bleiglanz und Zinkblende ermöglichte, in Frage, da es höheren Pb- und Zn-Gehalt beinhaltet. Die Analyse der Erzproben aus dem oben genannten Vorkommen brachte folgendes Resultat (Analytiker: P. GANEV, Institut für Allgemeine und Analytische Chemie der Montanuniversität Leoben):

Probenbezeichnung	Element	%
Rettenege 1	Uran	1,3
	Thorium	0,10
	Blei	0,17
	Zink	0,112
	Vanadium	0,055
	Kupfer	0,08
Rettenege 2	Uran	7,6
	Thorium	0,15
	Blei	0,36
	Zink	0,36
	Vanadium	0,05
	Kupfer	0,17

Der Urangehalt der Serizitquarzitlinse von „Lenz im Kaltenege“ nimmt im Streichen, in N-S-Richtung, allmählich ab. Die Serizitschiefer in der nördlichen, streichenden Fortsetzung dieser Serizitquarzite enthalten nur erhöhte Backgroundwerte, wie das folgende Ergebnis einer Analyse aus diesen Serizitschiefern (Probe Prinzenkogel 6) zeigt (Analytiker: P. GANEV, Leoben):

Elemente	%
Uran	0,05
Thorium	0,02
Blei	0,015
Zink	0,01
Vanadium	0,015
Kupfer	0,15

Wenn wir diese drei Analysenergebnisse vergleichen, fällt auf, daß das Uran in „Lenz im Kaltenegg“ mit den Elementen Pb und Zn geht und daß die Uranerze relativ wenig Thorium, das als schwerlösliches Element besonders in kontinentalen Räumen angereichert wird, enthalten.

3 Radiographien, entstanden durch 36stündige Belichtung von Fotoplatten durch bloßes Auflegen der Anschliffe. Natürliche GröÙe.

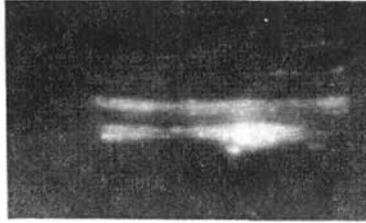


Abb. 9. Eine Uran-führende Schicht der Phyllit-Serie südwestlich der „Rabenkoppe“, südlich Schoberpaß, Obersteiermark.

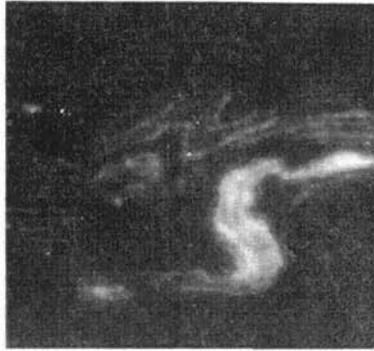


Abb. 10: Eine gefaltete, Uran-führende Schicht aus dem gleichen Vorkommen wie oben.

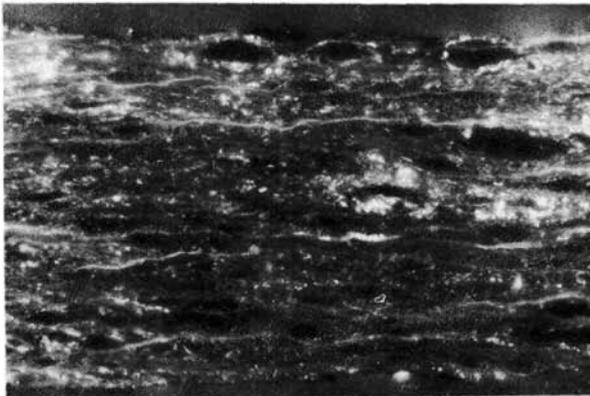


Abb. 11: Die Probe Rettenegg 2 der Phyllit-Serie, Lenz im Kaltenegg, ESE von Rettenegg, Stmk.

Die Phyllit-Serie des Rettenegg-Typus in der Umgebung des Liesingtales (Obersteiermark) enthält epizonal umgewandelte Tonschiefer, tonige Sandsteine und mächtige, wechsellagernde, dünnplattige Kalke und Tonschiefer.

Die Kalke entstammen zu überwiegendem Teil dem marinen Milieu. Sie bildeten sich meist in warmen und flachen Gewässern. In Übereinstimmung mit dem Bildungsmilieu der Phyllit-Serie in der Rettenegg-Umgebung halte ich die Kalke des Liesingtales auch für marin.

Die Phyllit-Serie des Liesingtales enthält wie die äquivalente Serie der Rettenegg-Umgebung linsige Serizitquarzitlagen, die Uran führen: z. B. führen die zur Phyllit-Serie gehörigen, dünnplattigen Serizitquarzite südwestlich der „Rabenkoppe“ (S Schoberpaß, E Ripplgraben) Uran- und Kupfererz. Die Analyse dieser Erze lieferte lagerstättenkundlich interessante Daten (Analytiker: P. GANEV).

Elemente	Probe Schoberpaß 1	Probe Schoberpaß 2
Uran	0,065%	0,32 %
Thorium	0,004%	0,006%
Kupfer	0,50 %	1,15 %
Blei	0,05 %	0,04 %
Zink	0,02 %	0,02 %
Vanadium	0,035%	0,035%
Germanium	0,001%	0,001%
Strontium	0,004%	0,004%
Molybdän	0,02 %	0,02 %
Eisen	2,0 %	1,9 %

Die uranföhrnden Serizitquarzite von Schoberpaß enthalten Kupferkies, Bornit, Pyrit und Hämatit.

Die Uranerze von „Rabenkoppe“ föhren, genauso wie die Uranerze von Rettenegg, sehr wenig Thorium (0,004 bzw. 0,006%). Weiters zeigt die Tabelle, daß sich die Urangehalte von „Rabenkoppe“ im Gegensatz zu denen von Rettenegg nicht mit dem Blei- und Zinkgehalt, sondern mit Kupfergehalt im gleichen Sinn ändern: Das Erz mit 0,065% Uran enthält 0,5% Kupfer, während die zweite Probe mit mehr Uran (0,32%) auch mehr Kupfer (1,15%) aufweist.

Die Ursache dieser Verschiedenheit der Erze sind m. E. die Eh- und pH-Bedingungen im Bildungsmilieu, wenn wir die sonstigen Bedingungen (wie z. B. die Substanzlieferung) gleichsetzen. Cu wird nämlich im mäßig reduzierenden und Pb-Zn im stärker reduzierenden Milieu abgeschieden. Das Erz von Rettenegg enthält wesentlich mehr Uran (7,6%) als das Erz von „Rabenkoppe“, da im stärker reduzierenden Milieu (bei gleichem pH-Wert) größere Mengen Uran ausgeschieden werden.

Wenn man den Redoxpotential-Unterschied auf die Wassertiefe des Ablagerungsbereiches zurückföhrt (G. LUDWIG, 1962), muß man annehmen, daß die Erze der „Rabenkoppe“ in geringerer Wassertiefe gebildet worden sind als jene von Rettenegg. Die kalkige Ausbildung der Phyllit-Serie in der Liesingtal-Umgebung unterstützt diese Annahme.

Die Phyllit-Serie föhrt in der westlichen Fortsetzung des Ramsau-Typus, NE Eben (Salzburg), unmittelbar westlich der südlichsten Brücke des Framing-Baches,

Uran- und Kupfererze. Hier wechsellagern Uran-führende grüngraue Quarzite mit „Filzmooser Konglomeraten“, welche die Basis der Phyllit-Serie des Ramsau-Typus bilden. Die Analyse der Erze aus diesem Vorkommen zeigte, daß es zum Kupfer-reichen Urantyp gehört (Analytiker: P. GANEV):

Uran	Kupfer	Thorium	Blei	Zink
0,085‰	2,20‰	0,018‰	0,018‰	0,005‰

Die uranföhrnden Quarzite von NE Eben enthalten Kupferkies, Bornit, Kupferglanz, Idait, Azurit, Malachit, Zinkblende und Pyrit.

Im Bereich des Ramsau-Typus ist ebenfalls in Admont Uran-Mineralisation festgestellt worden (G. HADITSCH, 1974, S. 70). Nach H. MEIXNER (Vortrag am 12. 12. 1975 in Leoben) kommen in Admont neue Uranminerale vor.

Zusammenfassend stellen wir fest, daß die Phyllit-Serie des Unterperm (und vielleicht mit Einschluß des obersten Karbon?) in den östlichen Ostalpen aus marinen, überwiegend Flachwasserablagerungen besteht. Abb. 12 zeigt die Verbreitung dieser Fl a c h s e e des Unterperm.

Obwohl der Abschnitt Forstau-Mitterberg-Fieberbrunn-Hochfilzen vom Gesichtspunkt der vorliegenden Ergebnisse aus noch nicht untersucht wurde, liefert das Literaturstudium dieses Abschnitts mehrere paläogeographisch wertvolle Hinweise.

Die Uran-föhrnde, permische, wahrscheinlich aufrechte Schichtfolge zwischen Preunegg- und Forstatal wurde von H. P. FORMANEK (1963, Taf. 1) als Ennstaler Phyllite ausgeschieden. Von H. P. FORMANEK, H. KOLLMANN und W. MEDWENITSCH (1961) wurde die Vermutung ausgesprochen, daß der südliche Teil der Ennstalphyllitzone zum Unterostalpin zu stellen wäre. Nach unseren laufenden Untersuchungen besteht die uranföhrnde Schichtfolge zwischen Forstau- und Preuneggtau aus der Phyllit-Serie und der daraufliegenden Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Typus.

Den uranföhrnden Lagen in Forstau entnommene Proben brachten folgendes Resultat (Analytiker: P. GANEV):

Pr.-Nr.	Uran	Thorium	Vanadin	Kupfer	Blei	Zink
58 a	0,58‰	0,002‰	0,02‰	0,005‰	0,039‰	0,016‰
58 c	0,24‰	0,002‰	0,01‰	0,005‰	0,022‰	0,015‰
59 a	0,56‰	0,002‰	0,02‰	0,005‰	0,030‰	0,016‰
59 b	1,1 ‰	0,002‰	0,02‰	0,003‰	0,054‰	0,024‰
59 c	1,1 ‰	0,002‰	0,01‰	0,003‰	0,039‰	0,024‰

Auch diese Erze sind arm an Kupfer und relativ reich an Blei und Zink.

Die westlichen, äquivalenten Schichten der Phyllit-Serie sind innerhalb der „Violetten Serie“ von Mitterberg (G. GABL, S. 19) zu suchen. Die Phyllite der „Violetten Serie“ föhren Karbonatlagen, die nach G. GABL (1964, S. 20 und 21) für diese Serie typisch sind. Die „Violetten Schiefer“ enthalten tonige, kohlenstoffreiche Linsen, die z. T. uranreich sind (O. SCHERMANN, 1971, S. A 96). Nach diesem Autor sind die uranföhrnden Bereiche der Quarzschiefer innerhalb der

„Violetten Serie“ ebenfalls linsig geformt. Weiters ist erwähnenswert, daß die „Violetten Schiefer“ Gradierung aufweisen (ibid., S. A 97). Nach H. MOSTLER (1972, S. 158) reicht die Violette Serie vom höheren Oberkarbon bis zum Top des Unterrotliegenden.

Der uranreiche Psammithorizont in Fieberbrunn und Hochfilzen gehört nach O. SCHULZ & W. LUKAS (1970, S. 215) „zu den tieferen Bildungen der das Devon transgredierenden permoskythischen Basisschichten“. Die Diskussion nach dem Vortrag von O. SCHULZ, am 13. 6. 1975 in Leoben, legte klar, daß der Ausdruck „Buntsandstein“ von O. SCHULZ (1970) im Sinne der bunten Sandsteine gebraucht wurde. Daher sind die uranführenden Schichten in Fieberbrunn und Hochfilzen in das Perm einzustufen.

Nach G. EISBACHER (in O. SCHULZ, 1970, S. 216) sind die grob- und feinklastischen Permoskyth-Gesteine marine Seichtwasserablagerungen.

Die grüngrauen Serizitquarzite an der Basis des Unterostalpin enthalten SE von Krieglach Uran-Anreicherungen. Hier, SE „Hochgölk“, an einem Forstweg, in 1100 m Seehöhe, liegen etwa 10 cm mächtige, uranführende Schichten im Hangenden der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen und im Liegenden der Oberen Quarzit-Serie. Wegen der intensiven Verschuppung des Permoskyth in diesem Bereich kann eine genauere Einstufung der uranführenden Lagen noch nicht durchgeführt werden. Die Analyse der Erzproben aus dem genannten Vorkommen brachte folgendes Ergebnis (Analytiker: P. GANEV):

	Uran	Thorium	Blei	Zink	Kupfer	Vanadium
Krieglach 1	0,10 ‰	0,002‰	0,023‰	0,006‰	0,011‰	0,005‰
Krieglach 2	0,06 ‰	0,002‰	0,025‰	0,006‰	0,011‰	0,006‰
Krieglach 3	0,078‰	0,002‰	0,039‰	0,027‰	0,024‰	0,005‰

An dem oben beschriebenen Uranvorkommen sind Autunite makroskopisch erkennbar.

Die transgressiv das Kristallin überlagernden postvariszischen Sedimente im Montafon (Vorarlberg), die in den dolomitischen Kalklagen (? Oberkarbon) *Tetrataxidae* führen, sind großteils aquatisch entstanden, wobei sich kurzzeitig marine Ingressionen auswirkten (H. MOSTLER, 1972, S. 173 f.). Auch nach diesen Untersuchungen sind die permoskythischen Schichten als marine Ablagerungen zu deuten.

Auf der paläogeographischen Karte des Unterperm (Abb. 12) fällt besonders auf, daß die Uranvorkommen der östlichen Ostalpen im Grenzbereich der Flachsee liegen. Somit scheinen die Uranvorkommen im untersuchten Bereich

1. an den Rettenegg- und den Ramsau-Typus,
2. an die Phyllit-Serie und
3. an den Grenzbereich der marinen Flachwasserfazies

des Unterperm gebunden. Insbesondere die Stellung der Uranvorkommen in Rettenegg und S Schoberpaß weist eindeutig darauf hin, daß das Uran nicht von den marinen Räumen, sondern vom (unterpermischen) Kontinent her abzuleiten ist, woher ebenfalls Pelite transportiert wurden. Sonst wäre es nämlich unverständlich, warum die gleichartige Phyllit-Serie in den mittleren Bereichen dieser

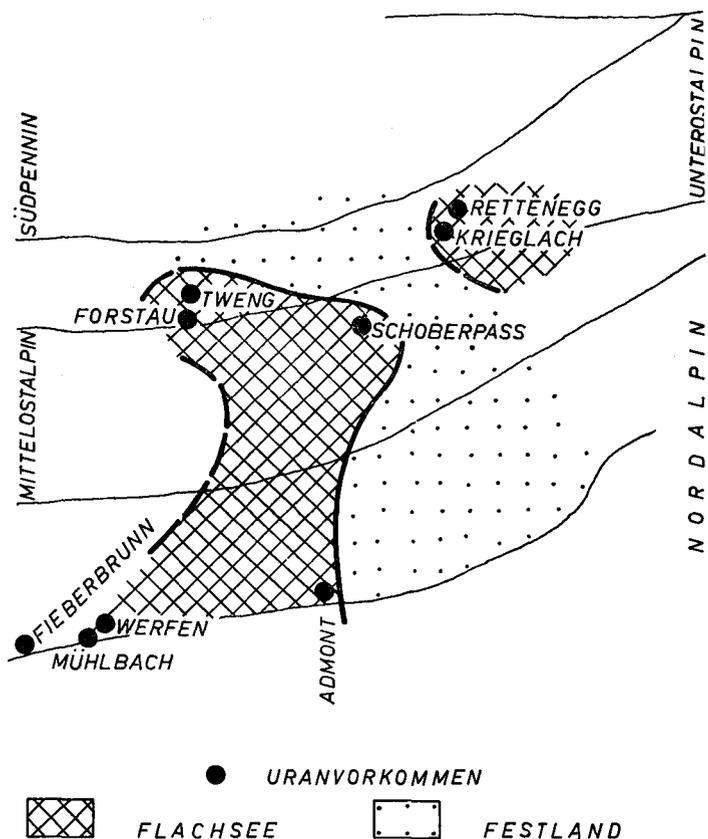


ABB. 12 PALÄO GEOGRAPHIE UND URANVORKOMMEN
DES UNTERPERM IN DEN ÖSTLICHEN OSTALPEN

E.ERKAN, 1976

marinen Serie kein Uran führt. So z. B. enthält die Phyllit-Serie N Rettenegg, die zudem reichlich Vulkanite beinhaltet, keine Urananreicherung.

Bei dem Uranerz der untersuchten Permoskythvorkommen handelt es sich um in Lösungen transportiertes Uran, nicht aber um mechanisch angereichertes U-Th-Erz, da es nicht an Schwerminerale gebunden ist. Die Auflösung des Urans, d. h. die Überführung des vierwertigen Urans in das sechswertige, setzt die chemische Verwitterung im Liefergebiet voraus, welche für die Bildung der Tonminerale der Phyllit-Serie ebenfalls notwendig wäre, wie schon oben erwähnt.

Das wahrscheinlichste Liefergebiet der Uranvorkommen in Rettenegg und südlich des Schoberpaß ist das Troiseckkristallin mit Biotit- und Zweiglimmerschiefern, bzw. aplitisch injizierten Paragneisen, das im Unterperm ein Festland

war. Über eine Uranführung dieses Kristallins liegen noch keine Untersuchungen vor. Von den weiter südlicher liegenden Kristallingebieten des Oberostalpin, dem Kristallin der Saualpe und der Koralpe sind zahlreiche Uranmineral-Vorkommen bekannt (H. MEIXNER, 1956, S. 225 und Vortrag am 12. 12. 1975 in Leoben).

Es ist auffällig, daß das Syenitgebiet von Gastein mit bis zu 70 ppm Urangelalt (vgl. W. E. PETRASCHECK, E. ERKAN & NEUWIRTH, 1974, S. 296), das im Unterperm im kontinentalen Bereich lag, seine Position in der nördlichen Nachbarschaft der Uranvorkommen von Forstau und Tweng hatte (Abb. 12). Nach diesen Feststellungen erscheint die Frage von W. E. PETRASCHECK (1970, S. 177) nach der Herkunft des Uran im ostalpinen Perm gelöst.

Die Zugehörigkeit des Permoskyth im Pfannock-Gebiet zu irgendeinem Permoskyth-Typus bleibt unsicher, da es mit der Basis, mit den Pfannock-Gneisen, einen tektonischen Kontakt bildet. Nach der Ausbildung der Schichten gehört es jedoch wahrscheinlich zum Veitschalm-Typus.

Die höchstwahrscheinlich permoskythische Schichtfolge NE der „Hansenhütte“, S „Stadl an der Mur“ (Österr. Karte 1 : 50.000, Blatt 158) enthält im Basisbereich eine Phyllit-Serie, die (ebenso wie die Phyllit-Serie des Rettenegg- und des Ramsau-Typus) ein Uranhoffnungsgebiet darstellt. Sie ist z. B. S-Gehöft „Hübler“ an der Forststraße zu beobachten. Die dunkelgrauen Phyllite sind hier wesentlich höher metamorph als die Phyllit-Serie des Rettenegg- oder Ramsau-Typus.

Die Vertreter der Oberen Quarzit-Serie der oben genannten Folge sind in geschuppter Form NW der Hansenhütte, südlich der Brücke in Form von hellgrauen Quarziten aufgeschlossen. Sie stehen hier südlich der an der Forststraße aufgeschlossenen, dunkelgraublau-hellgrauen, gebänderten Dolomite an.

Die mächtige Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen ist an der Forststraße N bzw. NE der „Hansenhütte“ relativ gut aufgeschlossen.

Auf Grund aller oben aufgeführten Feststellungen wurden m. E. die Uranerze der Phyllit-Serie in den östlichen Ostalpen in den Lagunensystemen der (entlang variszisch angelegter Bahnen) nordwärts eindringenden, teilweise abgeschnürten Arme der südlich und südöstlich anschließenden Tethys abgelagert.

Die voralpidischen, N-S- bis NE-streichenden Querbauelemente wurden von K. METZ (1953, S. 64) im Bereich der steirischen Grauwackenzone erkannt und ausführlich diskutiert.

VI. Paläogeographie des Mittelperm in den östlichen Ostalpen

Aus zwei Gründen wurde keine paläogeographische Karte für Mittelperm entworfen:

1. Die paläogeographische Situation im Mittelperm ist sehr eintönig, da der gesamte Untersuchungsbereich dem Faziesbereich der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen angehört. Eine Ausnahme bildet lediglich der Verbreitungsbereich des Ramsau-Typus mit dem küstenferneren Fazies-

bereich der Unteren Quarzit-Serie, welche nur im nordalpinen Abschnitt von Admont bis zur westlichen Untersuchungsgrenze auftritt; die westliche Fortsetzung muß erst untersucht werden.

2. Wie auf Abb. 15 angedeutet ist, vertritt die Untere Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen des Radmer-, Veitschalm- und Thörl-Typus wahrscheinlich nicht das ganze Oberrotliegende, sondern nur etwa dessen obere Hälfte. Es ist kaum anzunehmen, daß diese relativ schnell sedimentierte Serie der oben genannten Typen mit Grobklastika die relativ feinkörnige Untere Quarzit-Serie des Ramsau-Typus mit mindestens doppelter Mächtigkeit in ihrer Gesamtheit vertritt. Schichtlücken innerhalb der erstgenannten Serie wurde nicht beobachtet.

Es ist aber wohl möglich, daß die Basis der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie des Radmer-, Veitschalm- und Thörl-Typus der Liegendgrenze der Unteren Quarzit-Serie des Ramsau-Typus bzw. der Unteren Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen des Rettenegg-Typus entspricht. Die Parallelisierung der Mittelperm-Basis ist also nicht überall mit Sicherheit durchführbar. Nach dem oben Gesagten kann das Mittelperm der östlichen Ostalpen zeitlich in zwei Abschnitte gegliedert werden:

a) Im unteren Abschnitt des Mittelperm ist das paläogeographische Bild völlig identisch mit dem des Unterperm. Jedoch wurde in dieser Zeit im Bereich des Rettenegg, statt Phyllit-Serie die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen sedimentiert; im westlichen Teil der Phyllit-Serie kam im nordalpinen Bereich (Admont—Ramsau) die Untere Quarzit-Serie und in deren nördlicher Fortsetzung die Untere Quarzit-Serie mit grobklastischen Lagen zur Ablagerung.

Die Festlandgrenzen des Unterperm erfahren in diesem Zeitabschnitt keine Änderung.

b) Im mittleren Abschnitt des Mittelperm fand eine marine Transgression auf das Festland statt, so daß die gesamten Ostalpen von der Tethys bedeckt wurden. Die paläogeographische Situation dieses Zeitabschnittes wurde oben unter 1 beschrieben.

Wenn die Mittelperm-Basis in allen Typen das gleiche Niveau kennzeichnet, dann gilt der Fall b) für das ganze Perm in den gesamten östlichen Ostalpen.

Die Saalische Phase ist in den östlichen Ostalpen von größter Bedeutung. Denn sie bewirkte den Untergang des unterpermischen, variszischen Festlandes, womit die alpine Geosynklinale eingeleitet wurde. Während im Unterperm die variszischen Richtungen vorherrschen, treten sie nach der Saalischen Phase nur mehr relikthaft auf (vgl. Abb. 12). Ab Mittelperm gewinnt allmählich die alpine E-W-Richtung die Oberhand.

Der Gebirgsschutt der Saalischen Phase ist in Form der Unteren Quarzit- bzw. Sandstein-Serie mit grobklastischen Lagen eingebettet worden. Mehrere Grobklastikahorizonte in dieser Serie zeugen von der Existenz mehrerer kleiner Nachphasen im Mittelperm, die gegen das Hangende zu allmählich abklingen.

Grobschüttungen der Quarzkonglomerate mit Tonschieferrekurrenzen im Oberrotliegend des Abschnittes zwischen Wörgl und Hochfilzen werden von H. MOSTLER (1972, S. 161) mit der Saalischen Phase in Verbindung gebracht.

VII. Paläogeographie und Gipslagerstätten des Oberperm in den östlichen Ostalpen

Wie aus Abb. 13 ersichtlich, läßt sich das Oberperm des untersuchten Gebietes von N nach S in 3 Faziesbereiche untergliedern:

1. Die Sandstein-Fazies
2. Die Ton- und Sandstein-Fazies
3. Die Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies

1. Die Sandstein-Fazies wird durch die hellen, feinkörnigen, marinen Psammite der Oberen Quarzit-Serien des Thörl- und Rettenegg-Typus gebildet (s. II.4.1, II.5.1, III.6 u. IV). Der Ausdehnung dieser beiden Typen entsprechend, war sie im Oberperm nördlich des Nordalpin verbreitet (Abb. 13).

Das Ablagerungsmilieu dieser Fazies ist ein weit ausgedehnter, relativ reliefarmer, gut durchlüfteter Flachwasserbereich, wie sich aus der gleichmäßigen, feinkörnigen Ausbildung der weißen oder hellen Oberen Quarzit-Serie mit gelegentlichen Funden von Rippelmarken schließen läßt.

2. Die Ton- und Sandstein-Fazies besteht aus wechsellagernden, bunten Tonen und Sandsteinen. Sie schließt sich gegen Norden an die Sandstein-Fazies an. Die in den liegenden Abschnitten der Oberen Quarzit-Serie des Hagenbach-Profiles (Prof. 8) vorhandenen tonigen Lagen lassen einen Übergang zwischen diesen beiden Fazies vermuten. Der genaue Verlauf der nördlichen Grenze dieser Fazies ist im Gegensatz zur südlichen Abgrenzung nicht näher bekannt, da das Permo-skyth hier weitgehend tektonisch reduziert ist.

Auch die Ton- und Sandstein-Fazies und die Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies bilden miteinander Übergänge (vgl. II.2.3.). Die vorherrschende rote Farbe der ersteren deutet auf Sedimente geringerer Wassertiefe hin.

3. Die Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies ist nur auf den nordalpinen Bereich beschränkt. Sie ist mit der Ton- und Sandstein-Fazies übergangsmäßig verbunden (vgl. II.2.3.). Die Grenze zwischen den beiden Fazies erstreckt sich großteils N-S, wie z. B. im Bereich von Prebichl und Veitschalm. Die Lagunen der Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies sind jedoch in E-W-Richtung angeordnet. Die NS-Richtungen der einzelnen Gipslagunen sind m. E. Relikte variszischer Strukturen; die E-W-Anordnung dieser Gipslagunen dürfte die im Oberperm neu entstandene alpine Richtung kennzeichnen. Die alpine E-W-Richtung ist also in den östlichen Ostalpen andeutungsweise erstmals im Oberperm bemerkbar.

Die Feststellung der N-S-Richtung der einzelnen oberpermischen Lagunen ist lagerstättenkundlich von Bedeutung, da sie die Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Gipslagerstätten bzw. die Richtung der mächtigen Gipse aufzeigt; so liegen z. B. die Lagerstätten mit vergleichbarer Gipsmächtigkeit (durchschnittlich 70 m) im Haringgraben (s. Abb. 14), Seewiesen, Dürradmer, Trübenbach, Erlaufboden, Annaberg auf einer NNE-SSW-Linie. Sie bilden den zentralen Teil der Lagune mit mächtigster Anhydritausscheidung, die sekundär zum größten Teil in Gips umgewandelt wurde. Gegen die Ränder der Lagune, gegen E und W, nimmt die Gipsmächtigkeit allmählich ab, so daß schließlich statt dessen die Ton- und Sandstein-Fazies zur Ablagerung kommt. Während die Gesamtgips-

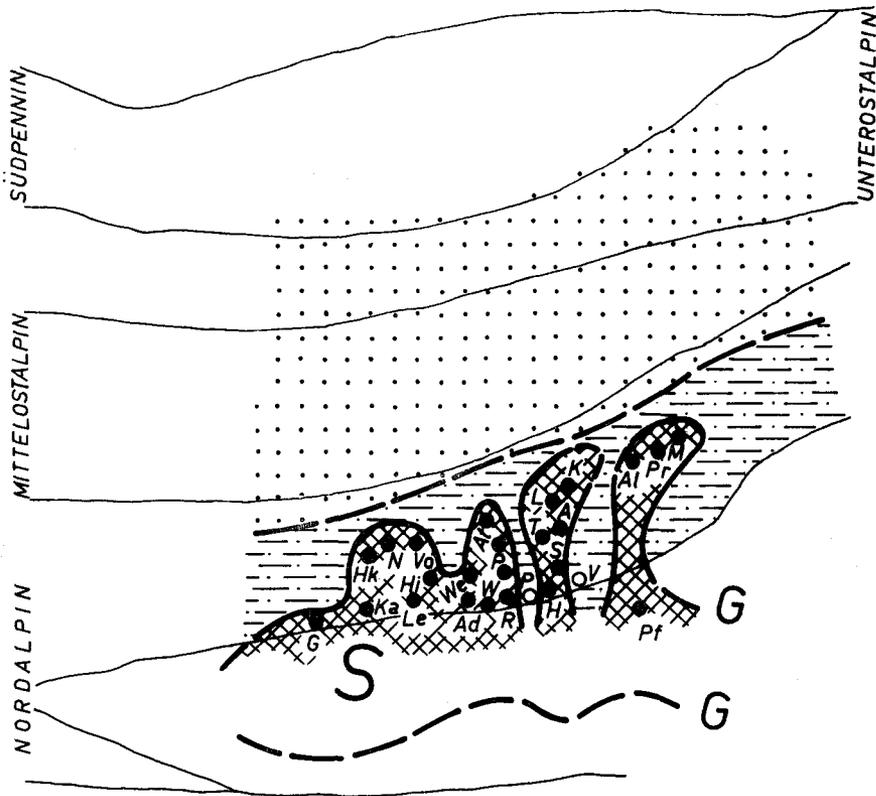


ABB.13 PALÄOGEODRAPHIE UND GIPSVORKOMMEN DES OBERPERM IN DEN ÖSTLICHEN OSTALPEN

- | | | | |
|---|----------------------------------|---|---------------------------|
|  | SANDSTEIN-FAZIES |  | TON- UND SANDSTEIN FAZIES |
|  | GIPS-, TON- UND SANDSTEIN-FAZIES | • | GIPSVORKOMMEN |

-  ABLAGERUNGSBEREICH DER SALZLAGERSTÄTTEN
 ABLAGERUNGSBEREICH DER GIPSLAGERSTÄTTEN

Pf Pfennigbach, Al Alland, Pr Preinsfeld Heiligenkreuz, M Mödling
 V Veitschalm, P Präbichl, H Haringgraben, S Seewiesen
 T Trübenbach-Erlaufboden, A Annaberg, L Lehenrotte, K Kleinzell
 R Radmer, Ad Admont, At Altenmarkt, W Wolfbauer, Pa Palfau
 We Weng, Le Lessern, Hi Hintersteineralm, N Nesseltal
 Hk Himmelsteinkogl, Ka Karlbach, G Gainfeld
 Die Gipsvorkommen Pf, Hi, Ka u. Le enthalten basische Einschaltungen bzw. Gerölle

mächtigkeit im Haringgraben (Abb. 14) etwa 70 bis 80 m beträgt, ist sie im E, im Bereich St. Ilgen, bedeutend geringer; ebenso nehmen die mächtigen Gipse von Seewiesen gegen E sukzessive ab, so daß sie am Nordrand der „Gollrader Bucht“, S Samblbauer (s. Prof. 5), nur einige Meter mächtig sind. Weiter östlich, im Bereich der Veitschalpe, beginnt die Ton- und Sandstein-Fazies, in der keine Spur von Gips (oder Salz) zu beobachten ist.

Gegen W, gegen die Ton- und Sandstein-Fazies im Bereich von Prebichl bzw. gegen das nördliche Ende der Lagune ist die gleiche Faziesfolge zu finden. Die geringmächtigen Gipslagen bei „Lehenrotte“ oder Reiterbauer (Hohenberg) stellen die nördliche Fortsetzung der mächtigen Gipse im Süden dar.

Im mittleren und nördlichen Teil dieser Lagune kam nicht nur Gips (bzw. Anhydrit), sondern auch Salz zur Ausscheidung. Die Namen „Halltal“ (SE Mariazell) und „Salzerbad“ (Kleinzell) deuten auf das Vorhandensein von Steinsalz hin.

E. SPENGLER (1931, S. 17) bemerkt dazu: „MORLOT und CZJEK erwähnen das Vorhandensein einer Solquelle im Halltale, und das jetzt als Bad aufgelassene Salzerbad war auf eine Solquelle begründet.“

Diese oben erwähnten Salze sind im Flachselt-Salinar durch fraktionierte Sedimentation im Sinne von RICHTER-BERNBURG (1955, in H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER, 1970, S. 443) entstanden.

Diese für eine Lagune im mittleren Bereich des Nordalpin beschriebene Gesetzmäßigkeit trifft ebenfalls für die anderen, allgemein N-S gerichteten Lagunen zu.

Die permoskythischen Gipse der Ostalpen sind zwanglos in zwei Großgruppen gliederbar, nämlich in eine oberpermische, welche im Rahmen dieser Arbeit größtenteils untersucht wurde und innerhalb der Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies (Abb. 13) verbreitet ist und in eine oberskythische z. T. auch unteranisisch?, die noch nicht untersucht wurde und außerhalb des oben erwähnten Faziesbereiches erscheint. Zu dieser zweiten Gruppe gehören u. a. die oberskythischen Gipsvorkommen im Raum Wörgl-Hochfilzen (s. H. MOSTLER, 1972, S. 157) sowie die nach S-Isotopenuntersuchungen in Unter- bis Mitteltrias eingestuften Gipse im Bereich des „Langenbergtunnels“ (W. KLAUS, 1974, S. 82) oder die höher-skythischen Gipse von Laas (H. MOSTLER, 1972, S. 147).

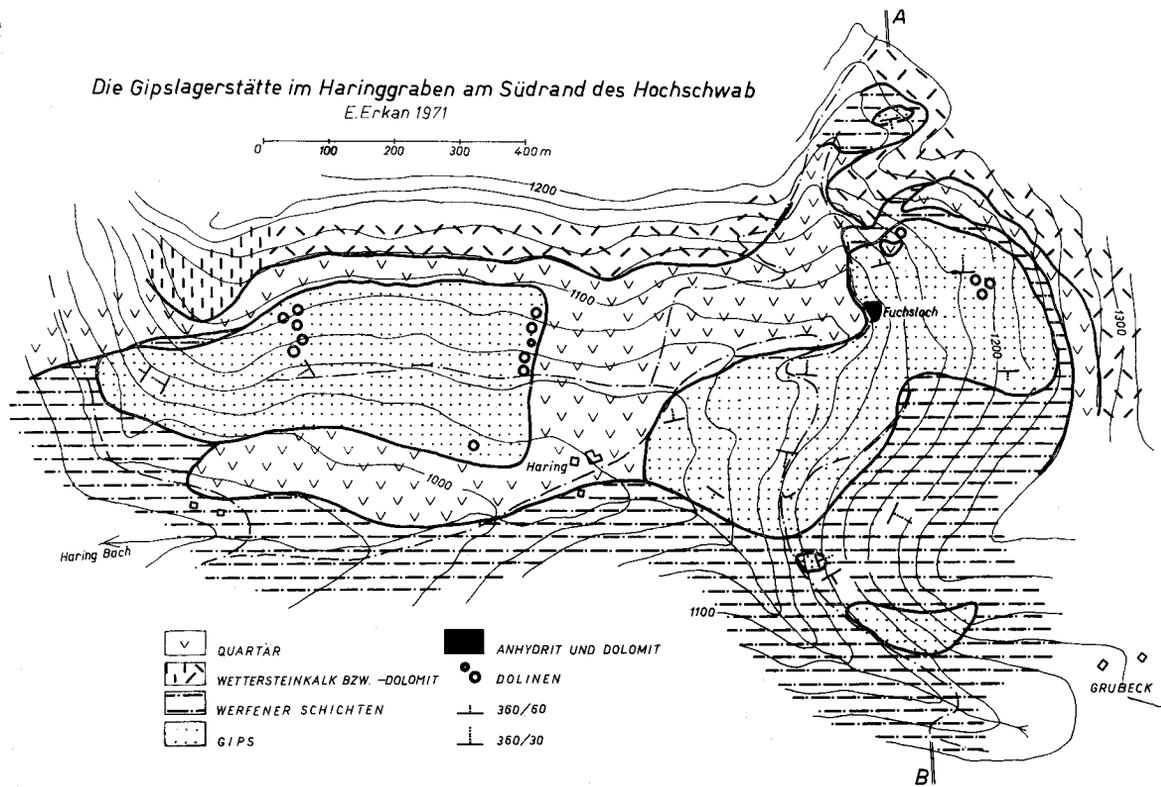
Das paläogeographische Bild des Oberperm (Abb. 13) legt nahe, daß die Salzlagerstätten des Juvavikums im inneren bzw. westlichen Abschnitt (Bereich S auf Abb. 13) des sich in E-W-Richtung erstreckenden, nach E offenen Lagunensystems konzentriert sind. Die westlichsten oberpermischen Gipslagerstätten, z. B. die oberpermischen Gipslagerstätten im Raum Dienten-Bischofshofen (H. MOSTLER, 1972, S. 157), die Gipslagerstätte von Scheffau bei Golling oder die oberpermische Gipslagerstätte von Karlgraben (s. Prof. 6 a) bildeten im Oberperm den Rahmen der juvavischen Salzlagerstätten. Diese Annahme wird durch das Auftreten basischer Eruptivgesteinsgerölle im Hangend-Gipslager des Karlgraben (s. Kap. II.3.1.C) unterstützt.

Die basischen Einschaltungen sind innerhalb des Oberperm der östlichen Ostalpen, insbesondere in der Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies weit verbreitet.

Die Gipslagerstätte im Haringgraben am Südrand des Hochschwab

E. Erkan 1971

0 100 200 300 400 m



- | | | | |
|--|-------------------------------|--|----------------------|
|  | QUARTÄR |  | ANHYDRIT UND DOLOMIT |
|  | WETTERSTEINKALK BZW. -DOLOMIT |  | DOLINEN |
|  | WERFENER SCHICHTEN |  | 360/60 |
|  | GIPS |  | 360/30 |

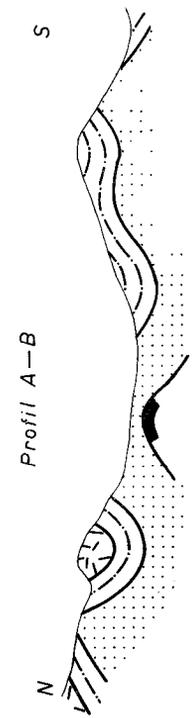


Abb. 14.

Dazu zählen nicht nur die basischen Eruptivgesteinsgerölle der oberpermischen Konglomerate des Hangend-Gipslagers im Karlgraben, die nach S-Isotopenbestimmung ins Oberperm eingestuftes Melaphyre von Hallstatt (O. SCHAUBERGER, 1949, S. 54, W. KLAUS, 1974, S. 83), die basischen Gesteine im Gips von Lessern (mündl. Mitt. von Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK), die Tuffbrocken im Zwischenmittel des Gipses der Hintersteineralm am Pyhrnpaß (Mitt. von Fr. Dr. KIRCHNER) und die Diabase der Gips-, Ton- und Sandstein-Serie der Pfennigbacher Gipslagerstätte in Puchberg (B. PLÖCHINGER, 1967, S. 17), sondern höchstwahrscheinlich auch alle anderen, z. T. nur durch Lesesteine implizierten, basischen Eruptiv-Vorkommen: z. B. die Diabase mit den Kontaktgesteinen SE der Sulzkaralm, (S-Abfall der Dachsteingruppe, H. ZAPPE, 1934, S. 108), der „Diabasporphyrit“ vom Sulzenhals (ibid.), der Diabasporphyrit im Haselgebirge des Rigastales bei Abtenau (ibid.), der „Gabbro“ vom Ischler Salzberg (ibid.), die Diabase im Haselgebirge der Reisalpendecke südlich von Annaberg (A. TOLLMANN, 1966, S. 111), die „Diabase“ und Tuffe im Haselgebirge von Wienern am Grundlsee (W. SCHÖLLNER, 1973, S. 103), die sekundär albitisierten Diabase mit Kontaktwirkungen N Neuberg (H. P. CORNELIUS, 1936, S. 197), das Diabasvorkommen von der Südseite des Dobreingrabens (ibid.) und wahrscheinlich auch die stark verwitterten Grungesteine im Bereich der Gipsvorkommen zwischen W Frein und E „Hohe-Student“ (ibid. S. 198), die diabasartigen Gesteine der Rax, Sängerkogel (ibid.) und die stark veränderten, basischen Eruptiva am Südfuß des Wiesberges, NW Puchberg (ibid., 1951, S. 14). Obwohl diese basischen Eruptiva zum großen Teil tektonisiert bzw. in Schubfalten aufgelöst worden sind, sind sie dennoch mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit an die permoskythische Folge gebunden, wie aus deren ausschließlicher Verbreitung innerhalb der Tone und Sandsteine dieses Niveaus vermuten läßt.

VIII. Paläogeographie des Skyth in den östlichen Ostalpen

Die Fazieszonen des Skyth sind — zum Unterschied von den permischen paläogeographischen Bildern — von der alpinen E-W-Richtung beherrscht. Wegen der Einfachheit dieser paläogeographischen Situation wurde keine eigene Abbildung gegeben.

Wie es aus dem Grundschema (Abb. 15) leicht abzuleiten ist, besteht das paläogeographische Bild der Untertrias im untersuchten Bereich aus zwei Abschnitten:

Im unteren Abschnitt des Skyth ging die Gips-, Ton- und Sandstein-Fazies des Oberperm in die Ton- und Sandstein-Fazies über, so daß südlich der Sandstein-Fazies ein einheitlicher, weiträumiger Ton- und Sandstein-Faziesbereich entsteht;

im oberen Abschnitt des Skyth jedoch wurde die Ton- und Sandstein-Fazies des unteren skythischen Abschnitts von der Kalk-Fazies abgelöst.

Die Sandstein-Fazies des Oberperm bleibt hingegen im gesamten Skyth der östlichen Ostalpen erhalten.

Literatur

- AMERON, A. W. J. VAN & BOERSMA, M.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). — *Carinthia II*, 164./84. Jg., 9—15, 1 Abb., Klagenfurt 1974.
- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. — GBA, 1 geol. Kt., Wien 1935.
- BÄCHTIGER, K.: Syngenetisch-stratiforme Hämatit- und Pyrit-Vererzungen mit Chlorit und Imprägnationen von Kupfer-Sulfiden in der Quarten-Serie (Keuper) des Schielstales (St. Galler Oberland). — *Archiv f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen*, Sonderband 2, Festschrift O. M. FRIEDRICH, 17—49, Leoben 1974.
- BAUMGARTNER, W.: Zur Genese der Erzlagerstätten der östlichen Grauwackenzone und der Kalkalpenbasis (Transgressionsserie) zwischen Hirschwang/Rax und Neuberg/Mürz. — *BHM*, 121. Jg. (1976), H. 2, S. 51—54, 4 Abb., Wien 1976.
- BÜCHNER, K. H.: Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Ober-Steiermark, Österreich). — *Diss. der Philips-Universität Marburg/Lahn*, 118 S., Marburg 1970.
- BÜCHNER, K. H.: Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge (Oberstmk., Ö.). — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 22, 71—94, 14 Abb., 2 Taf., Wien 1973.
- CLAR, E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variskischen Gebirges in den Ostalpen. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Jg. 170, 122, 161—167, 1 Abb., Hannover 1971.
- CLAR, E.: Eindrücke aus Besichtigung und Diskussion, Wien-St. Johann. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 20, S. 181—182, Wien 1972.
- CORNELIUS, H. P.: Ein albitreiches Eruptivgestein in der Untertrias bei Neuberg im Mürztal. — *Verh. Geol. B.-A Wien*, 1933.
- CORNELIUS, H. P.: Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1936, 197—202, Wien 1936.
- CORNELIUS, H. P.: Zur magmatischen Tätigkeit der alpidischen Geosynklinale. — *Ber. Reichsstelle Bodenforsch. Zweigst. Wien*, 1941, 89—94, Wien 1941.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung der Konglomerate des Salberg bei Liezen und der Flaserkalkbreccie am Dürrenschöberl. — *Ber. Reichst. Bodenforschung*, 1941, 111—114, Wien 1941.
- CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. — *Jb. Geol. B.-A.*, Sdb. 2, 111 S., 25 Abb., 1 Taf., geol. Kt., Wien 1951.
- DIETRICH, V. J.: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. — *Geotekt. Forsch.*, 50, 1—84, Stuttgart 1976.
- DYBEK, J.: Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Urans. — 163 S., 24 Textabb., 33 Tab., Berlin (Gebr. Bornträger) 1962.
- EISBACHER, G.: Primär gerichtete Gefüge und Paläogeographie des alpinen Buntsandsteines im Raume Innsbruck—Saalfelden. — *Veröff. Ferdinandeum Innsbruck*, 42, 133—141, 2 Abb., 1 Karte, Innsbruck 1963.
- EISBACHER, G. H.: Neue Beobachtungen zur Deutung der knolligen Magnesite im Tonschieferkomplex des alpinen Buntsandsteines der Nördlichen Kalkalpen. — *Mineral. Deposita*, 4, 219—224, 4 Abb., Berlin 1969.
- ERKAN, E.: Facies zones of the Permian in the Eastern Alps. — *Nato advanced studies, Proceedings „Continental Permian in West, Central and Southern Europe“*, p. 137—147, Dordrecht-Lolland (D. Reidel Publishing Comp.), 1976.
- ERKAN, E.: Uran- und gipsführendes Perm in den östlichen Ostalpen. — *Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, Petrascheck-Festschr.* (in Druck).
- EXNER, CH.: Granitgerölle im Permo-Skyth-Sandstein des Drauzuges bei Stockenboi (Kärnten). — *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1974, H. 1, S. 131—137, Wien 1974.
- FALKE, H.: Vergleich zwischen den Ablagerungen des Verrucano in den Westalpen und des Rotliegenden in Süddeutschland und Frankreich. — *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1972, 11—32, 3 Abb., Wien 1972.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ.) und Froschnitz (Stmk.), Österreich. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, 19, 27—70, 9 Abb., Taf. 10—12, Wien 1970.

- FLÜGEL, H. W. & SCHÖNLAUB, H. P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1972, H. 2, S. 187—198, 1 Taf., Wien 1972.
- FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme des Variszikums von Neu-Europa. — Geol. Rdsch., 64, H. 1, 1—62, 13 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1975.
- FLÜGEL, H. W.: Fortschritte in der Stratigraphie des alpinen Paläozoikums (1970 bis 1975). — Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1975, H. 7/8, 656—684, Stuttgart 1976.
- FORMANEK, H. P.: Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14 (1963), S. 9—80, 3 Taf., 2 Abb., Wien 1964.
- FRANK, W.: Permoskyth im Pennin der Hohen Tauern. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, S. 151—153, Wien 1972.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. — 726 S., 326 Abb., 66 Tab., Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh.) 1970.
- GABL, G.: Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagerstätte. — Archiv f. Lagerst.-forsch. Ostalpen, 2, 2—31, Abb. 5—8, 1 Taf., 1 geol. Karte, Leoben 1964.
- GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. Alpenvereinsh., 15, 82 S., 6 Taf., Innsbruck 1954.
- HADITSCH, J. G.: Die Gipslagerstätte Schildmauer bei Admont und ihre Kupfervererzungen. — Archiv f. Lagerstättenforsch. Ostalp., 3, 125—142, Leoben 1965.
- HADITSCH, J. G.: Bemerkungen zu einigen Mineralen (Devillin, Bleiglanz, Magnesit) aus der Gips-Anhydrit-Lagerstätte Winern am Grundlsee, Steiermark. — Archiv f. Lagerstättenforsch. i. d. Ostalpen, 7, 54—76, Leoben 1968.
- HADITSCH, J. G.: Über einen neuen Fund von Zinkblende in der Gips-Anhydrit-Lagerstätte Winern am Grundlsee (Stmk.). — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Jg. 1974, Nr. 1, S. 1—3, Wien 1974.
- HADITSCH, J. G. & MÖSTLER, H.: Mineralisationen im Perm der Ostalpen. — Carinthia II, 164./84. Jahrgang, 63—71, Klagenfurt 1974.
- HAUSER, L.: Das Diabasvorkommen in den Werfener Schichten bei der Rennerhütte westlich von Frein. — Miner. Petr. Mitt. 51, S. 413, 1940.
- HENNINGSSEN, D.: Paläogeographische Ausdeutung vorzeitlicher Ablagerungen. — Bibliogr. Inst., Mannheim (Hochschul Taschenb.-Verl.) 1969.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. — Jb. d. G.B.A. Wien, 79, S. 203—240, Wien 1929.
- HOLZER, H. F., WEBER, F. & TRIMMEL, F.: Zur Geologie und Geophysik der Gipslagerstätte Preinsfeld bei Heiligenkreuz, N.O.-Berg- u. Hüttenm. Monatshefte, 120 Jg., 569—576, Wien 1975.
- HUENE, F. v.: Das Alter von Verrucano auf Grund zahlreicher Reptilfahrten. — Eclogae geol. Helv., 33, 184—185, Basel 1940.
- HUSKA, G.: Zur Geologie der Umgebung von Waldbach, südwestl. Wechselgebiet, Steiermark. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1970, H. 1, 61—65, Wien 1970.
- JOHN, C. v.: Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergut. — Jb. Geol. R.-A., 49, S. 247, Wien 1899.
- DE JONG, K. A.: Paläogeographie des ostalpinen oberen Perms, Paläomagnetismus und Seitenverschiebungen. — Geol. Rundsch., 56, H. 1, 103—115, Stuttgart 1967.
- KIRCHMAYER, M.: Wasserwellenfurchen im Semmeringquarzit, Stmk. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1961, 65—71, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1961.
- KLAUS, W.: Möglichkeiten der Stratigraphie im „Permoskyth“. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, S. 33—34, Wien 1972.
- KLAUS, W. (mit Beiträgen von E. PAK): Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Oberperm. — Carinthia II, 164./84. Jg., S. 79—85, Klagenfurt 1974.
- KOCZY, F. F., ANTAL, P. S. & JOENSUU, O.: Die natürlichen und radioaktiven Elemente in Sedimenten. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 10, S. 201—214, 4 Abb., 6 Tab., Krefeld 1963.
- LUDWIG, G.: Eine Methode zum Nachweis hydrodynamisch-paläogeographisch bedingter Metallverteilung (textuell-metallfazielle Integralmethode). — Erzmetall, 15, 201—206, Stuttgart 1962.

- MEIXNER, H.: Bisherige Kenntnisse über österreichische Uranmineralvorkommen; Grundlagen und Aussichten. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh., H. 11, 223—228, 3 Textabb., Wien 1956.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Leoben bis Mautern. — Jb. Geol. B.-A., 88, 1938, 165—193, Wien 1939.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Wien, N. F. 1, 161—220, Wien 1940.
- METZ, K.: Ein Beitrag zur Frage der Fortsetzung des Semmering-Mesozoikums nach Westen. — Verh. Geol. B.-A. (1945), 91—103, Wien 1947.
- METZ, K.: Morphologie und Tektonik einer Tiefenlinie in den Bergen des Liesingtales. — Mitt. Nat. Ver., Graz 1947.
- METZ, K.: Die regional-tektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang-Gaishorn in der steirischen Grauwackenzone. — Berg- u. Hüttenm. Mh., 96, 86—94, Wien 1951.
- METZ, K.: Tektonik und Metamorphose in den Seckauer Tauern und in der Grauwackenzone. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. C, 82—84, Wien 1952.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 1—84, 1 geol. Kt., 1 Prof. taf., 2 Textfig., 1 strat.-tekton. Tab., Wien 1953.
- METZ, K.: Geologische Karte der Steiermark, 1 : 300.000, Graz (Akad. Verl.) 1957.
- METZ, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 89, 87—103, Graz 1959.
- METZ, K.: Geologische Karte der Republik Österreich. Bl. Oberzeiring-Kalwang, 1 : 50.000. — Geol. B.-A., Wien 1967.
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, S. 143—149, Wien 1972.
- MOSTLER, H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, S. 155—162, Wien 1972.
- MOSTLER, H.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, S. 171—174, Wien 1972.
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Über Mineralisation der postvariszischen Transgressions-Serie in den westlichen Gailtaler Alpen. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 78, 141—150, 1 Abb., 2 Taf., Wien 1974.
- NIEDERMAYR, G.: Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen, Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 66 und 67, 105—126, 4 Abb., 2 Tab., Wien 1975.
- NIELSEN, H.: Schwefelisotope im marinen Krauslauf und das ^{34}S der früheren Meere. — Geol. Rdschau., 55, H. 1., S. 160—172, Stuttgart 1965.
- NIELSEN, H.: Sulphur isotopes and the formation of evaporite deposits. — In: Geology of saline deposits, Proc. Symp. Hannover, 1968, 91—102, Unesco 1972.
- PAK, E.: Schwefelisotopenuntersuchungen am Institut für Radiumforschung und Kernphysik I, — Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Wien 1974.
- PETRASCHECK, W. E.: Methoden und Aufgaben der Lagerstättensuche in Österreich. — Alm. Ost. Akad. Wiss., 120. Jg. (1970), 171—182, Wien 1970.
- PETRASCHECK, W. E., ERKAN, E. & NEUWIRTH, K.: Permo-Triassic Uranium ore in the Austrian Alps-paleogeographic control as a guide for prospecting. — Proc. Symposium of IAEA in Athens, Vienna 1974.
- PETRASCHECK, W. E.: Uranerz in Österreich. — Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., Jg. 120, H. 8, Wien 1975.
- PETRASCHECK, W. E., ERKAN, E., SIEGL, W.: Type of uranium deposits in the Austrian Alps. — (in Druck).
- PLÖCHINGER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hohe-Wand-Gebietes (Nieder-Österreich). — 142 S., 20 Abb., 4 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1967.
- RAMOVŠ, A.: Mittelpermische Klastite und deren marine Altersäquivalente in Slowenien, NW Jugoslawien. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, S. 35—45, Wien 1972.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg, Kärnten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 14—15 (1963—64), 229—266, 3 Abb., Taf. 10, Wien 1965.

- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Vorstellung zur Paläogeographie-Verrucano. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, S. 97—106, Wien 1972.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, S. 127—138, Wien 1972.
- SAUD, M.: Geologisch-lithologische und radiographische Aufnahme im Gebiet zwischen Prinzenkogel/Feistrizbach und Hauswiese/Waldbach. — Unveröff. Dipl.-arb., Geol. Inst. Montanunivers., Leoben 1972.
- SCHAUBERGER, O.: Über die Gliederung und Entstehung des alpinen Haselgebirges. — Mitt. naturw. Arbeitsgem. Salzburg, 7, 15—24, Salzburg 1956.
- SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & NIEDERMAYR, G.: Vorläufiger Bericht über die durch neue Pflanzenfunde belegte postvariszische Transgressions-Serie aus dem Raum Kötschach in den Gailtaler Alpen, Kärnten. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 77, 115—123, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1973.
- SCHERMANN, O.: Bericht über die untertägige Uranprospektion im Bergbau Mitterberg. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1971, H. 4, A 96—A 97, Wien 1971.
- SCHÖLLNBERGER, W.: Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 22, 95—153, Wien 1973.
- SCHRAMM, J. M.: Magnesitkomponenten in der Basalbrekzie (? Unter-Rotliegend) östlich Saalfelden (Salzburg). — Festschrift Heißel, Veröff. der Univ. Innsbruck, 86, 281—288, Innsbruck 1973.
- SCHULZ, O. & LUKAS, W.: Urananreicherungen im permoskythischen Buntsandstein bei Fieberbrunn-Hochfilzen (Tirol). — Anz. d. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Jg. 1970, Nr. 2, Wien 1970.
- SCHULZ, O. & LUKAS, W.: Eine Uranerzlagerstätte in permotriadischen Sedimenten Tirols. — Tschermarks Miner. u. Petrogr. Mitt., (3) 14, 213—231, 7 Abb., Wien 1970.
- STEGL, W.: Die Uranparagenese von Mitterberg (Salzburg, Österreich). — TMPM, 17, 263—275 (1972), Wien 1972.
- SOMMER, D.: Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Stmk.). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, S. 119—122, Wien 1972.
- SPENGLER, E.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Bl. Eisen-erz, Wildalpe und Aflenz. — GBA, 100 S., Wien 1926.
- SPENGLER, E.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte. Blatt Schneeberg-St. Ägyd. — 108 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1931.
- STERK, G.: Vererzte Pflanzenreste aus der Kupferkieslagerstätte Mühlbach/Hochkönig (Salzburg). — BHM., Jg. 99, H. 3, S. 48—51, 8 Textabb., Wien 1954.
- THIEDIG, F. & CHAIR, M.: Ausbildung und Verbreitung des Perms in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens (Österreich). — Carinthia II, 164/84. Jg., 105—113, 2 Abb., Klagenfurt 1974.
- THIEDIG, F., CHAIR, M. & DENSCH, P., KLUSSMANN, D. & SEEGER, M.: Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1974, H. 2—3, S. 269—279, Wien 1975.
- THIEDIG, F. & KLUSSMANN, D.: Limnisches Oberkarbon an der Basis der postvariskischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens. — Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, H. 43, 79—84, Hamburg 1974.
- TOLLMANN, A.: Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 53, 1960, 117—131, 2 Taf., Wien 1961.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 1964, 270—299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1964.
- TOLLMANN, A.: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Sdh. G, 103—133, 1 Abb., Wien 1965.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Kalkalpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58 (1965), 103—207, Taf. 1—4, Wien 1966.

- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, (1966) H. 2, 231—253, Taf. 1—2, Wien 1967.
- TOLLMANN, A.: Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpinen Fazies der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1968, S. 28—45, Wien 1968.
- TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 2. Teil. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 61 (1968), 124—181, Taf. 1, Wien 1969.
- TOLLMANN, A.: Die Neuergebnisse über die Trias-Stratigraphie der Ostalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, 65—113, Innsbruck 1972.
- TOLLMANN, A.: Alter und Stellung des Alpinen Verrucano in den Ostalpen. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, S. 83—95, Wien 1972.
- TOLLMANN, A. & FAUPL, P.: Alpiner Verrucano im Semmering- und Wechselgebiet. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, S. 107—118, Wien 1972.
- TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. — 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Franz Deuticke) 1976.
- TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. 1. und 2. Teil. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 100, 101—212, Wien 1926 und 101, 29—65, Wien 1928.
- TREVISAN, L.: Ähnlichkeiten und Unterschiede zwischen dem Verrucano der Toscana und dem der Alpen und eine Definition des Begriffes Verrucano. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1972, 7—10, 1 Abb., Wien 1972.
- VETTERS, W.: Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritzsattel (Stmk.). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 19, 71—102, 13 Abb., 3 Taf., Wien 1970.
- WEBER, L., PAUSWEG, F. & MEDWENITSCH, W.: Zur Mitterberger Kupfervererzung im Südschneegebiet (Arthurstollen). — Mitt. Geol. Bes. Wien, 64 (1971), 209—218, 3 Abb., 1 Beil., Wien 1972.
- WIESENEDER, H.: Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1971, 344—357, Wien 1971.
- ZAPPE, H.: Ein Diabas in den Werfener Schieferen am Südhang der Bischofsmützensgruppe im Dachsteingebiet. — Verh. Geol. B.-A. 1934, 106—, Wien 1934.
- ZIRKL, E. J.: Die Melaphyreruption im Hallstätter Salzberg. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh. 94, H. 3, 1949.
- ZIRKL, E. J.: Über den Melaphyr von Hallstatt. — Tschermaks mineralog. u. petrograph. Mitt., F 3, 2, 1948/49, Wien 1950.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. Dezember 1977.

