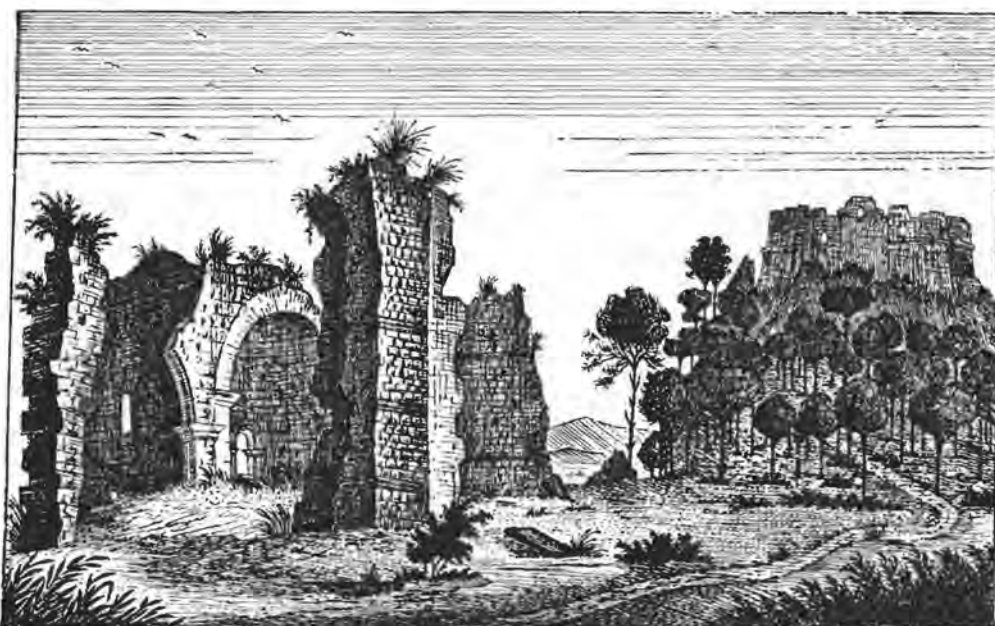


MITTEILUNGEN

der Gesellschaft der
Geologie- und Bergbaustudenten
in Österreich



VERRUCANO-SYMPIOSIUM, WIEN 1969



B. Poltoni dis. e inc.

*Scogliera della Verruca già Fortezza della Pisana Repubblica.
ed il prossimo diruto Tempio di S. Michele.*

20. Band, Wien 1972

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	1972	Wien, 1972
Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	1972	Wien, 1972

Gedruckt mit Unterstützung des Notringes der wissenschaftlichen Verbände Österreichs

Alle Rechte vorbehalten

Für den Inhalt sind die Verfasser verantwortlich

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

VORSTAND FÜR DAS JAHR 1970

Obmann: F. PAUSWEG (Geol. Institut der Universität Wien)
Obmann-Stellvertreter: A. DAURER (Geol. Institut der Universität Wien)
Schriftführer: W. MORAUF (Geol. Institut der Universität Wien)
Kassier: H. PIRKL (Geol. Institut der Universität Wien)

SCHRIFTFLEITUNG

R. FUCHS (Geol. Institut der Universität Wien)
W. WAGNER (Geol. Institut der Universität Wien)

BEIRAT

Dr. G. RIEHL-HERWIRSCH
Dr. W. SCHÖLLNBERGER

ZEICHNER

L. LEITNER

Herausgegeben in Zusammenarbeit mit der Geologischen Bundesanstalt,
1030 Wien, Rasumofskygasse 23

Druck: Brüder Hollinek, 1030 Wien III, Steingasse 25

Symposium über den Verrucano in den Ost- und Südalpen mit Exkursionen in Österreich und Italien

Veranstaltet vom Geologischen Institut der Universität Wien im September 1969

Organisationsleitung: Prof. Dr. E. CLAR, Geologisches Institut der Universität Wien,
Dr. G. RIEHL-HERWIRSCH, Geologisches Institut der Technischen Hochschule Wien.

Inhalt

Zum Geleit (von E. CLAR)	3
------------------------------------	---

I. Vorträge

L. TREVISAN, Ähnlichkeiten und Unterschiede zwischen dem Verrucano der Toscana und dem der Alpen und eine Definition des Begriffes Verrucano. Mit 1 Abb.	7
H. FALKE, Vergleich zwischen den Ablagerungen des Verrucano in den Westalpen und des Rotliegenden in Süddeutschland und Frankreich. Mit 3 Abb.	11
W. KLAUS, Möglichkeiten der Stratigraphie im „Permoskyth“	33
A. RAMOVŠ, Mittelpermische Klastite und deren marine Altersäquivalente in Slowenien, NW-Jugoslawien. Mit 1 Abb. und 4 Phototafeln	35
R. DAL CIN, I conglomerati tardo-paleozoici post-ercinici delle Dolomiti. Mit 5 Abb. und 4 Tabellen	47
A. RAU & M. TONGIORGI, Fortschritte in der Kenntnis der Trias und des Paläozoikums der Monti Pisani (Italien) nach dem 1. Symposium über Verrucano (Pisa 1965). Mit 1 Abb.	75
W. HEISSEL, Verrucano in Westösterreich	79
A. TOLLMANN, Alter und Stellung des alpinen Verrucano in den Ostalpen. Mit 1 Abb.	83
G. RIEHL-HERWIRSCH, Vorstellung zur Paläogeographie — Verrucano. Mit 2 Abb.	97

II. Exkursionen

A. TOLLMANN & P. FAUPL, Alpiner Verrucano im Semmering- und Wechselgebiet. Mit 4 Abb.	107
D. SOMMER, Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). Mit 3 Abb.	119
E. CLAR, Anmerkungen über weitere Vorkommen von Prebichlschichten	123
G. RIEHL-HERWIRSCH & W. WASCHER, Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). Mit 6 Abb.	127
F. KAHLER, Das Perm der Karnischen Alpen	139
H. MOSTLER, Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen Mit 2 Abb.	143

W. FRANK, Permoskyth im Pennin der Hohen Tauern (Seidlwinkldecke östlich der Großglockner-Hochalpenstraße). Mit 1 Abb.	151
H. MOSTLER, Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). Mit 1 Abb.	155
W. HEISSEL, Permoskythische Ablagerungen im Tiroler Raum	163
M. PRAEHAUSER-ENZENBERG, Das Permoskyth vom Penken (Zillertal). Mit 1 Abb.	167
H. MOSTLER, Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). Mit 2 Abb.	171
R. DAL CIN & P. LENARZI, Die Exkursion in den Dolomiten. Mit 1 Abb.	175

III. Diskussion

E. CLAR, Eindrücke aus Besichtigung und Diskussion Wien — St. Johann. (Zusammenfassende Einleitung zur Diskussion in Mayrhofen am 19. September 1969.)	181
R. DÖSSEGGER & R. TRÜMPY, Zur Verwendung des Begriffes „Verrucano“ (s. l.) in den Schweizer Alpen.	183
H. FALKE, Stellungnahme zur Verwendung des Begriffes „Verrucano“.	185

Der Bericht erscheint gleichzeitig in den beiden Zeitschriften:

VERHANDLUNGEN DER GEOLÖGISCHEN BUNDESANSTALT
 MITTEILUNGEN DER GESELLSCHAFT DER GEOLÖGIE- UND
 BERGBAUSTUDENTEN IN ÖSTERREICH

Schriftleitung: G. WOLETZ und G. RIEHL-HERWIRSCH.

Die Autoren sind für Inhalt und Form ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Zum Geleit

Der Erfolg des vorbildlichen ersten „Symposium sul Verrucano“ in Pisa September 1965 mit Exkursionen in Toscana und in den Westalpen Frankreichs und der Schweiz gab die Anregung, die gemeinsame, internationale Bearbeitung und Diskussion des Problems „Verrucano“ zwanglos in weiteren Symposien fortzusetzen und dabei in regionalem Fortschreiten Exkursionen in weitere Verbreitungsgebiete durchzuführen. Der schon anfangs gefaßte Gedanke, als nächstes den Raum der Ostalpen in Österreich und Norditalien zu behandeln, konnte nun erst 1969 auf neuerliche Anregung von Herrn Prof. FALKE und nach Abschluß einiger Spezialbearbeitungen dadurch verwirklicht werden, daß in Verbindung mit dem veranstaltenden Geologischen Institut der Universität Wien, Herr Dr. G. RIEHL-HERWIRSCH der Technischen Hochschule Wien, die ganze Last der organisatorischen Durchführung übernommen hat und gleichzeitig die italienischen Kollegen in Pisa und Ferrara durch ihre Mitwirkung beigetragen haben. Neben Herrn RIEHL-HERWIRSCH und seinen jüngeren Helfern haben wir vor allem den auf den folgenden Seiten zu Wort kommenden und hier nicht namentlich genannten Vortragenden, Führern und Teilnehmern der Exkursion zu danken, die wohl alle, wenn auch in verschiedenem Umfange, zur wissenschaftlichen Diskussion der besuchten Objekte beigetragen haben. Das Bundesministerium für Unterricht in Wien hat die Durchführung des Symposions mit einem namhaften Betrage unterstützt, der Druck des vorliegenden Bandes wurde durch die Geologische Bundesanstalt in Wien in Zusammenarbeit mit der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien ermöglicht und durch Kostenbeiträge unterstützt, die die Herren Prof. Dr. L. TREVISAN, Pisa, Prof. Dr. P. LEONARDI, Ferrara, und Prof. Dr. H. FALKE, Mainz, vermitteln konnten. Wir danken allen Mitwirkenden und hoffen, daß auch dieses, in einem nur bescheidenen Rahmen abgehaltene Ostalpen-Symposion mit diesem Band weiter zur Abklärung der Probleme des „Verrucano“ beiträgt und eine nützliche Grundlage für die weiteren Fortsetzungen bildet.

E. CLAR

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 7—10	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 7—10	Wien, März 1972

Ähnlichkeiten und Unterschiede zwischen dem Verrucano der Toscana und dem der Alpen und eine Definition des Begriffes Verrucano

Von L. TREVISAN *)

Mit 1 Abbildung

Das erste Symposium über den Verrucano, das im September 1965 in Pisa stattfand, mit Exkursionen in die Monti Pisani, die Apuaner Alpen, die Westalpen und die Glarner Alpen, hat zu einer neuen Definition des Begriffes Verrucano geführt. Zweck des Symposions war es gewesen, die Ergebnisse der ersten Diskussion zunächst provisorisch für eine Analyse der Probleme auf breiterer Basis auszuwerten.

Man sollte daran erinnern, daß diese internationalen Kolloquien sich nicht auf die Definition des besonderen Begriffes Verrucano beschränken, sondern einen größeren Fragenkreis einschließen sollten. Hierzu zählen zwei Probleme: Das erste betrifft einen Vergleich zwischen den kontinentalen Ablagerungen, die auf Grund ihrer detritischen Komponenten die Entblößung der herzynischen Gebirge darstellen und den subsequenten sauren Vulkaniten. Ein solcher Vergleich ist einerseits mit jenen Ablagerungen möglich, die den Beginn der alpinen Geosynklinale (im weiteren Sinne) bezeichnen, andererseits mit Ablagerungen solcher Gebiete, die vom Perm und Mesozoikum an eine andersartige Entwicklung durchgemacht haben; wie das Rotliegende.

Von solchen Vergleichen versprechen wir uns eine größere gegenseitige Information und eine bessere Bewertung geologischer Ereignisse in einer besonderen Phase der großen Zyklen, die, durch die tektogenetischen Bewegungen die Sedimentation und die Errichtung besonderer terrestrischer Milieus kontrollieren.

Das zweite dieser Fragen betrifft die geologische Ausdrucksweise, die immer genauer und auf internationaler Ebene immer leichter verständlich werden muß und die insbesondere die Bedeutung einiger allgemeiner Begriffe klären muß.

Man kann sagen, daß über den Begriff „Formation“ eine internationale Übereinstimmung erreicht worden ist, die den gegenwärtigen Bedürfnissen genügt. Der Begriff „Fazies“ ist mehr umstritten und wahrscheinlich ist es gut, daß er noch eine gewisse Dehnbarkeit behält, um sinnvoll benutzt werden zu können.

Der Begriff „Verrucano“ bedeutet weder eine Formation noch eine Fazies, obwohl er auf besondere Formationen angewandt wird, die — verschiedenen Sedimentationsbecken angehörig — einige fazielle Merkmale gemeinsam haben.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. L. TREVISAN, Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Pisa, Via S. Maria, 53.

Auf eine gewisse Parallelität mit dem Begriff „Flysch“ wurde schon hingewiesen (TRÜMPY, TREVISAN, in den Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa 1966, auf den Seiten 227, 395, 396). Auch „Flysch“ hat eine besondere Bedeutung, die sich auf eine bestimmte tektonische Situation und eine bestimmte Phase in der Entwicklung eines geosynklinalen Zyklus bezieht. Dieser Begriff kann daher sowohl auf den alpinen Geosynklinalzyklus wie auch auf vorangegangene Zyklen angewandt werden. Kann man vielleicht auch den Begriff „Verrucano“ auf analoge Situationen anwenden, die anderen als der variskischen Orogenese angehören? Diese Frage kann noch nicht beantwortet werden.

Sowohl „Verrucano“ wie „Flysch“, durch ein Adjektiv näher bezeichnet, stellen Formations- oder Gruppeneinheiten dar (Niesenflysch, Verrucano Toscano usw.); aber als allgemeine Begriffe, ohne Adjektive, bezeichnen sie umfassendere Einheiten und schließen den Bezug auf besondere Situationen in orogenen Zyklen ein.

Man könnte sagen, daß diese Begriffe Formationen oder Gruppen kennzeichnen, die durch einen besonderen Fazieszyklus charakterisiert sind, das heißt von typischen Fazien bestimmter Phasen eines tektogenetischen oder orogenetischen Zyklus.

Die Formationsnamen sind eine deskriptive Notwendigkeit, um verschiedene lithostratigraphische Einheiten zu unterscheiden. Trotzdem sagen sie uns nichts über die Beziehungen zu anderen Einheiten, Beziehungen die notwendige Bausteine für paläogeographische Rekonstruktionen sind. Die Nützlichkeit von Begriffen wie „Verrucano“ und „Flysch“ besteht gerade darin, daß — (nach bestmöglich zu definierenden Kriterien) — Formationseinheiten auf der Grundlage gemeinsamer Merkmale vereinigt werden können, die durch die Entwicklung tektonischer und sedimentärer Zyklen geprägt sind.

So erleichtern diese Begriffe die Synthese aus der beschreibenden Beobachtung und dienen der Vereinfachung und Klärung und nicht als Ballast der geologischen Nomenklatur.

Diese Betrachtungen können der Gefahr vorbeugen, daß die Forschung sich in rein analytische Kenntnisse vertieft und so jene allgemeinen Begriffe und jene Einheit der Ausdrucksweise aus den Augen verliert, die für Synthesen größerer Tragweite als lokale oder regionale Kenntnisse notwendig ist.

Nach dieser Einführung und Zusammenfassung einiger Betrachtungen, die aus dem vorangegangenen Kongreß hervorgegangen sind, bringe ich ein schematisches Bild, in dem ich die Stellung der „Verrucani“ einiger Gegenden im Maßstab absoluter Zeitmessung ohne Rücksicht auf die Mächtigkeiten der verschiedenen Formationen dargestellt habe.

Es ist klar zu erkennen, daß der Verrucano der Toscana, in den beiden ersten Kolonnen schematisch dargestellt, altersmäßig verschieden ist von dem der Westalpen (Kolonnen 3, 4, 5, 6).

Wegen der Ungenauigkeiten, die durch den Mangel oder das Fehlen von Fossilien in kontinentalen Ablagerungen bedingt sind, kann die Dauer der Schichtlücken nur angenähert angegeben werden. Im zweiten Profil fehlen die sauren Vulkanite des Unterperms, die in sämtlichen anderen Profilen vorkommen; daß

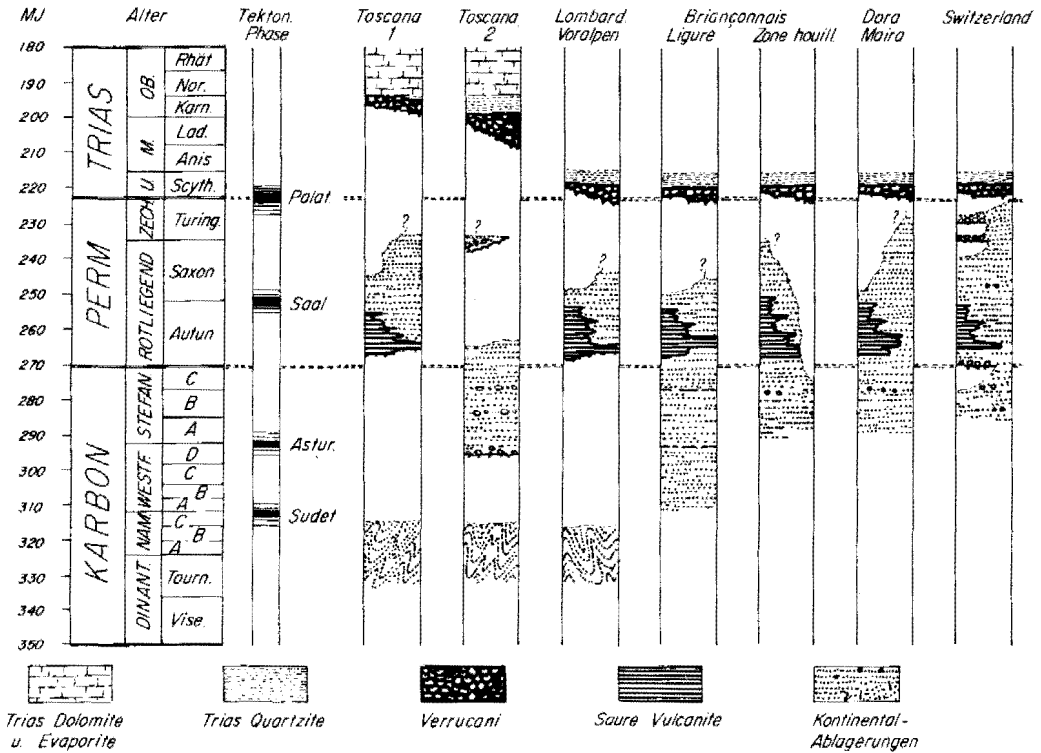


Abb. 1.

sie jedoch in nicht großer Entfernung vorkommen, wird durch Quarzporphyr-Gerölle in den unteren Schichten des Verrucano-Konglomerates nachgewiesen.

Die Verrucani der Lombardischen Voralpen und des Briançonnais liegen ebenfalls diskordant auf kontinentalen Ablagerungen mit sauren Vulkaniten eopermischen Alters und gehen in Quarzsandsteine über. Die Ähnlichkeiten besonders der Abfolgen, in die die Verrucani eingeschaltet sind, sind offensichtlich; ihre Unterschiede sind unbedeutend. Besonders, wenn man die Entfernungen in Betracht zieht, sind die Unterschiede im absoluten Alter unerheblich.

Das letzte Profil ist eine sehr schematische Zusammenfassung der Situation in der Schweiz. Die in der Abfolge am höchsten vorkommende Konglomerat-Formation ist zweifellos den Verrucani der Westalpen und der Toscana vergleichbar und kann logischerweise als Verrucano angesprochen werden. Die tieferen Konglomerat-Horizonte, und besonders jene, die gleichzeitig oder früher als der saure Vulkanismus sind, ebenso wie jene Konglomerate, die in ähnlicher Position auch in der Toscana und in den lombardischen Voralpen vorkommen, können nicht als Verrucano bezeichnet werden.

In Sardinien wurden als Verrucano bezeichnet Konglomerate, die ins untere Perm gestellt werden und die sauren Vulkanite unterlagern, in Analogie mit der Dolomit-Zone der Westalpen, wo Konglomerat-Horizonte an der Basis der sauren

Vulkanite des Unterperms und an der Basis des Grödener Sandstein vorkommen. Wollte man in beiden Fällen beim gegenwärtigen Stand der Kenntnisse den Begriff „Verrucano“ als Bezeichnung derartiger Konglomerat-Formationen beibehalten, so müßte man ihn erweitern. Auf diese Weise würde man darunter auch Ablagerungen verstehen, die nicht nur altersmäßig sondern auch in ihrem geologischen Zusammenhang erheblich von den zuvor beschriebenen Verrucani abweichen. Aber derart erweitert hätte der Begriff „Verrucano“ einen sehr geringen Wert und würde ein gefährliches Hindernis. Das ist übrigens auch die Meinung einiger Autoren, die die Dolomiten bearbeitet haben, wie zum Beispiel LEONARDI.

Der Grödener Sandstein und das Rotliegende spiegeln Landschaften in einer andersgearteten Entwicklung wieder, und für sie ist der Begriff „Verrucano“ nicht geeignet.

Es ist klar, daß das Interesse für sie nicht geringer ist und daß es möglich sein wird, aus dem Vergleich der verschiedenen Entwicklungen in Perm und Trias eine immer genauere Kenntnis eines interessanten Kapitels der Erdgeschichte zu erlangen.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 11--32	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 11--32	Wien, März 1972

Vergleich zwischen den Ablagerungen des Verrucano in den Westalpen und des Rotliegenden in Süddeutschland und Frankreich

Von H. FALKE *)

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung

Die wichtigsten Profile des Verrucano in den westlichen Alpen und jene des Rotliegenden in Süddeutschland wie Frankreich werden gegenübergestellt. Es stellt sich heraus, daß sie für gewisse Profilabschnitte mehr Übereinstimmungen als Gegensätze aufweisen, so daß sie sich zeitlich untereinander mit allem Vorbehalt vergleichen lassen. Für diesen Vergleich sind die Auswirkungen des Klimas unter Beachtung seiner durch das Relief erzeugten Veränderungen und die tektonischen Vorgänge maßgebend, die sich beide in Beschaffenheit usw. der Sedimente und ihren Lagerungsverhältnissen widerspiegeln.

Abstract

After a definition of the terms Verrucano and "Verrucano" and "Rotliegend" the most important profiles of the Verrucano in the area of the West-Alps and those of the Rotliegend in South Germany and in France have been described. The intention of this description is the attempt to correlate — if possible — certain sections of the profiles of the Verrucano and the Rotliegend with each other. It is believed that they show more correspondences than contrasts. The first are based on the consequences of the climate tanking into consideration its mutual effects with the relief, and those of the tectonic movements which influenced same. Both are reflected by the quality of the sediments and their content of fossils. By the help of these facts it is possible to compare the lower and the upper part of the Verrucano and the Rotliegend.

1. Einleitung

In den folgenden Ausführungen soll der Versuch unternommen werden, den Verrucano mit dem Rotliegenden zu vergleichen und die Übereinstimmung wie Gegensätze der beiden Schichtfolgen herauszustellen, um hieraus Rückschlüsse auf die jeweiligen Milieuverhältnisse zu ziehen.

Da das Rotliegende, wenn auch mit einer gewissen Einschränkung (s. S. 19), ein stratigraphischer, dagegen der Verrucano ein für eine bestimmte Sedimentabfolge (s. S. 12) gültiger Begriff ist, ist es vor ihrem Vergleich erforderlich, seine dem Rotliegenden entsprechenden Profilabschnitte abzugrenzen. Die Durchführung dieser Aufgabe ist mangels geeigneter Zeitmarken außerordentlich schwierig. Sie kann deshalb nur in großen Zügen und in angenäherter Weise erfolgen. Dies

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. FALKE, Geologisches Institut der Universität, D-65 Mainz, Saarstraße 21.

soll bei gleichzeitiger Definition des Begriffes „Verrucano“ und der hieraus zu ziehenden Folgerungen im anschließenden Abschnitt geschehen.

2. Der Verrucano

Die Bezeichnung „Verrucano“ wurde 1832 von SAVI für klastische Sedimente im Liegenden der toskanischen Kalkserie eingeführt, wobei als Beispiel das Profil am Mte. Verruca in den Pisaner Bergen diente. Anlaß hierzu war ihre ungewöhnliche Beschaffenheit, namentlich im Hinblick auf Art und Verteilung der Konglomerate in der sandigen und tonigen Abfolge, wie sie aber in kontinentalen Ablagerungen sehr häufig ist. Wenige Jahre später, 1842, wurde dieser Begriff von STUDER auf gleichbeschaffene, alpine Gesteine, und zwar zuerst auf kalkhaltige Konglomerate in der Tarentaise übertragen, die bezeichnenderweise einem kretazeischen Präflysch angehören (TRÜMPY, 1966, S. 213). In der Folgezeit schränkte man ihn als Verrucano im erweiterten Sinne auf buntgefärbte, kontinentale, zuweilen von Vulkaniten durchsetzte Schichten ein, die sich aus Brekzien, Konglomeraten, feldspatführenden Sandsteinen und Peliten zusammensetzen und zwischen fossilbelegtem, obersten Karbon und unterster Trias auftreten. Damit wurde er unter Beibehaltung seiner lithologischen Eigenart zeitlich begrenzt. Offen blieben stets seine Beziehungen zum Verrucano typico am Mte. Verruca in den Pisaner Bergen. Diese Unsicherheit wollte HEER durch seinen erfolglosen Vorschlag beseitigen, für derartige Ablagerungen in den Alpen die Bezeichnung Sernifit (nach dem Flüsschen Sern im Kanton Glarus) zu verwenden. Mit ihr werden jedoch nur noch die fanglomeratartigen Sedimente des Glarner Verrucano belegt. Auf dem im Jahre 1965 in Pisa stattgefundenen Symposium über den Verrucano wurde seitens TRÜMPY (1966, S. 398) der Vorschlag gemacht, unter dem Namen „Verrucano sensu lato“ die schon zuvor charakterisierten Gesteinsserien „als Produkte der endgültigen Abtragung der herzynischen (variskischen) Gebirge sowie ihrer subsequenten und postorogenen Vulkane“ zu verstehen. Hiervon sind „die älteren Verrucano-Formationen meist in intramontanen Becken und Gräben, die jüngeren, welche dem Verrucano der Typuslokalität näher stehen und meist oberpermischen bis triadischen Alters sind, über größere Gebiete verbreitet“. Es wurde empfohlen, die einzelnen Abfolgen des Verrucano sensu lato in den verschiedenen Gebieten durch geographische Zusätze wie z. B. Glarner Verrucano, Verrucano brianconnais usw. zu kennzeichnen. Diese Empfehlung hat nicht überall eine Zustimmung gefunden.

Wenn man die in der Literatur wiedergegebenen Profile des Verrucano des nordwestlichen Apennin und der mittleren bis westlichen Alpen, die in den folgenden Ausführungen nur Berücksichtigung finden, überprüft, so kann man diese Schichtfolge offensichtlich in zwei Serien einteilen.

Die ältere von ihnen setzt über einer Diskordanz ein oder entwickelt sich, sofern vorhanden, aus dem jüngsten Karbon. Sie schließt ebenfalls mit einer Diskordanz bzw. Schichtlücke ab und/oder es tritt bei einem kontinuierlichen Übergang zum Hangenden eine mehr oder weniger deutliche Veränderung im allgemeinen Habitus der folgenden Sedimente ein. Diese Abfolge umfaßt nach der von ELLENBERGER in den französischen Alpen verwendeten Bezeichnung das Eoper-

mien, d. h. das ältere Perm. Die vor allem in diesem Gebiet über ihm vorhandene Diskordanz wird der saalischen Phase STILLE's zugerechnet. Hierfür dient offensichtlich als Hauptbeweis der zuvor schon einsetzende oder mit ihr, wie am locus typicus, verbundene Vulkanismus und die Beschaffenheit der darüber liegenden, meist roten, kontinentalen Sedimente bis zur Grenze der Trias. Abgesehen von der saalischen Diskordanz können diese Ablagerungen mit einer Schichtlücke wechselnder Größe auch diskordant auf älteren Schichten als dem Unter-Perm liegen oder sich aus ihm ohne eine Sedimentationsunterbrechung entwickeln. Diese jüngere Schichtserie des Verrucano geht entweder kontinuierlich in die Trias über oder kann von der letztgenannten Formation, wie z. B. im Gebiet des Glarner Verrucano, auch durch eine Diskordanz bzw. Schichtlücke getrennt sein. Inwiefern letztere der Pfälzischen Phase entspricht, ist bisher nicht eindeutig nachweisbar. Der Anteil dieser Schichtfolge bis zum Einsetzen der untersten Trias-Skyth bzw. „Werfenien“ wird nach dem Vorschlag von ELLENBERGER in den französischen Alpen als Neopermien bezeichnet und somit als jüngeres Perm dem Eopermien gegenübergestellt.

Innerhalb der zuvor dargestellten großen Schichteinheiten des Verrucano nimmt der Verrucano typico am Monte Pisana in den Apuanischen Alpen die hangendste und damit stratigraphisch jüngste Position ein. Je nach der Auffassung seiner Bearbeiter umfaßt er vom basalen Konglomerat bis zu den „Quarziti viola zonata“ Schichten vom ausgehenden Anis bis zum einsetzenden Nor oder nur die drei untersten Einheiten: Die „Anageniti grossolane“ als Basalkonglomerat, die „scisti violetti“ und die „Anageniti minuti“ von überwiegend ladinischem Alter. Diese Abfolge, diskordant zum Liegenden, dabei auch zum Verrucano im erweiterten Sinne, leitet die Transgression der mesozoischen Sedimente und damit einen neuen Zeitabschnitt in der erdgeschichtlichen Entwicklung dieses Raumes ein.

Dies trifft mit gewisser Einschränkung auch auf den nächstälteren, den permotriassischen Verrucano zu. Er ist an der Basis des Skyth in den Alpen, vor allem in den Westalpen, weit verbreitet. Er lagert dem jeweils Liegenden mit mehr oder weniger scharfer Grenze, teils mit einer Schichtlücke oder auch mit einer Diskordanz auf. Er umfaßt als Verrucano brianconnnais (Abb. 1) nach FABRE und FEYS (1966, S. 146) das Neopermien superieur oder kann auch nach diesen Autoren als basales „Werfenien“ angesehen werden. Er besteht aus einem buntgefärbten Konglomerat, das u. a. zahlreiche Gerölle aus rosa Quarzen, Jaspis und „Liparit“ führt. Darüber hinaus findet er sich z. B. in dem Bereich des südlich von hier gelegenen Dora-Maira-Massives. Wie schon oben angedeutet, ist dieser Typus ebenfalls häufig in den Schweizer Alpen an der Basis des Skyth, d. h. des Buntsandsteines und seiner südlichen Fazies, des Servino wie an jener der eotriassischen Quarzite anzutreffen. Als Beispiel seien genannt die Konglomerate in Verbindung mit Quarziten im Penninikum des Wallis, der bunte Verrucano im Gebiet des Münstertales, der als lokale Einschaltungen in den höchsten Schichten des grauen Verrucano vorhanden ist (Hess, 1953), und die roten Konglomerate inmitten von quarzitischen Sandsteinen im Liegenden des marinen Servino des Tessin (TRÜMPY, 1966, S. 220 u. 226). Diese Sedimente weisen meist besser gerundete

Komponenten als der ältere Verrucano auf, aus dem sie auch aufgearbeitetes Material enthalten können. Sie besitzen eine größere Verbreitung als letztgenannter. Sie stellen den Beginn eines neuen Abschnittes in der paläogeographischen Entwicklung der Alpen dar, nachdem durch die vorausgehenden permischen Sedimente das Relief der herzynischen Ketten weitgehendst eingeebnet war. Beide Verrucani bleiben auf Grund ihrer stratigraphischen Position für die in dieser Arbeit gestellte Aufgabe außerhalb einer weiteren Betrachtung.

Die nächstälteren Verrucanoserien, die noch dem Néopermien, d. h. dem oberen bis mittleren Perm, angehören, liegen z. T. diskordant auf dem Eopermien und noch älteren Schichten, im Inneren der einzelnen Becken aber auch des öfteren konkordant zu dem älteren Perm-Eopermien. Da es sich bei dieser Diskordanz um eine Folgeerscheinung saalischer Bewegungen, insbesondere der saalischen Phase handelt, die auch an der Basis des Oberrotliegenden auftritt ist ein Vergleich der darüber folgenden Schichten mit dem Rotliegenden, wenn auch mit den erforderlichen Vorbehalten, möglich. Deshalb soll dieser Verrucano im folgenden kurz behandelt werden, um einen Überblick über seine Zusammensetzung zu gewinnen.

In diesem Zusammenhang wird von den Vorkommen in den Apuanischen Alpen abgesehen, da sie innerhalb der Perms eine zu unsichere stratigraphische Stellung einnehmen. Dies gilt auch mit gewissen Einschränkungen für andere Gebiete, z. B. den Ligurischen Brianconnais, das Gebiet des Dora-Maira-Massives, das Vanoise usw.

Im Bereich nördlich von Briancon ist vor allem die Abfolge von Rochachille-Ponsonnière (FABRE u. FEYS, 1966, S. 152) für einen Vergleich von Bedeutung. Sie beginnt mit einem buntfarbigen bzw. grünlich-weißem Konglomerat (Abb. 1). Zum Hangenden geht es lokal in eine Arkose oder in eine konglomeratführenden Sandstein und Schiefer über. Die groben Komponenten dieser Sedimente bestehen u. a. aus karbonischen Schiefeln, permischen Kalken, gleichaltrigen und älteren Vulkaniten, Quarzen usw. Bemerkenswert ist, daß am Top dieser Schichten im Tal von Ponsonnière ein rhyolithischer Erguß und in seinem Liegenden innerhalb einer klastischen Fazies Tuffe vorhanden sind. Somit liegen hier Zeugen eines jungen permischen Vulkanismus vor.

Weiter im Norden, in den Aiguilles Rouges, kann man zu diesem Niveau, wenn auch mit Vorbehalt, eine bis zu 600 m mächtige, buntgefärbte Folge aus Konglomeraten, feldspatführenden Sandsteinen und Schiefeln zählen, die mit der überlagernden Trias eine Winkeldiskordanz bildet, wie es z. B. auch im Saar-Nahe-Gebiet von Süddeutschland der Fall ist. In diesem Zusammenhang müssen auch die postvulkanischen Anteile des Glarner Verrucano, die aus der roten Randfazies der oberen Sernifite — Fanglomerate und den roten oberen, teils noch tuffführenden Schiefeln der Beckenfazies bestehen, erwähnt werden. Sie werden ebenfalls von den triassischen Melser Schichten diskordant überlagert (Abb. 3).

Aus den Südalpen beanspruchen für den angestellten Vergleich mit dem Rotliegenden die Vorkommen in den Bergamasker Alpen ein gewisses Interesse (Abb. 1). Hier folgt über den unterpermischen bis oberkarbonischen Collio-Schichten mit einer nur stellenweise vorhandenen Diskordanz (saalische Phase?) der Verrucano Lombardo. Er besteht aus einer rot-, gelegentlich auch grüinge-

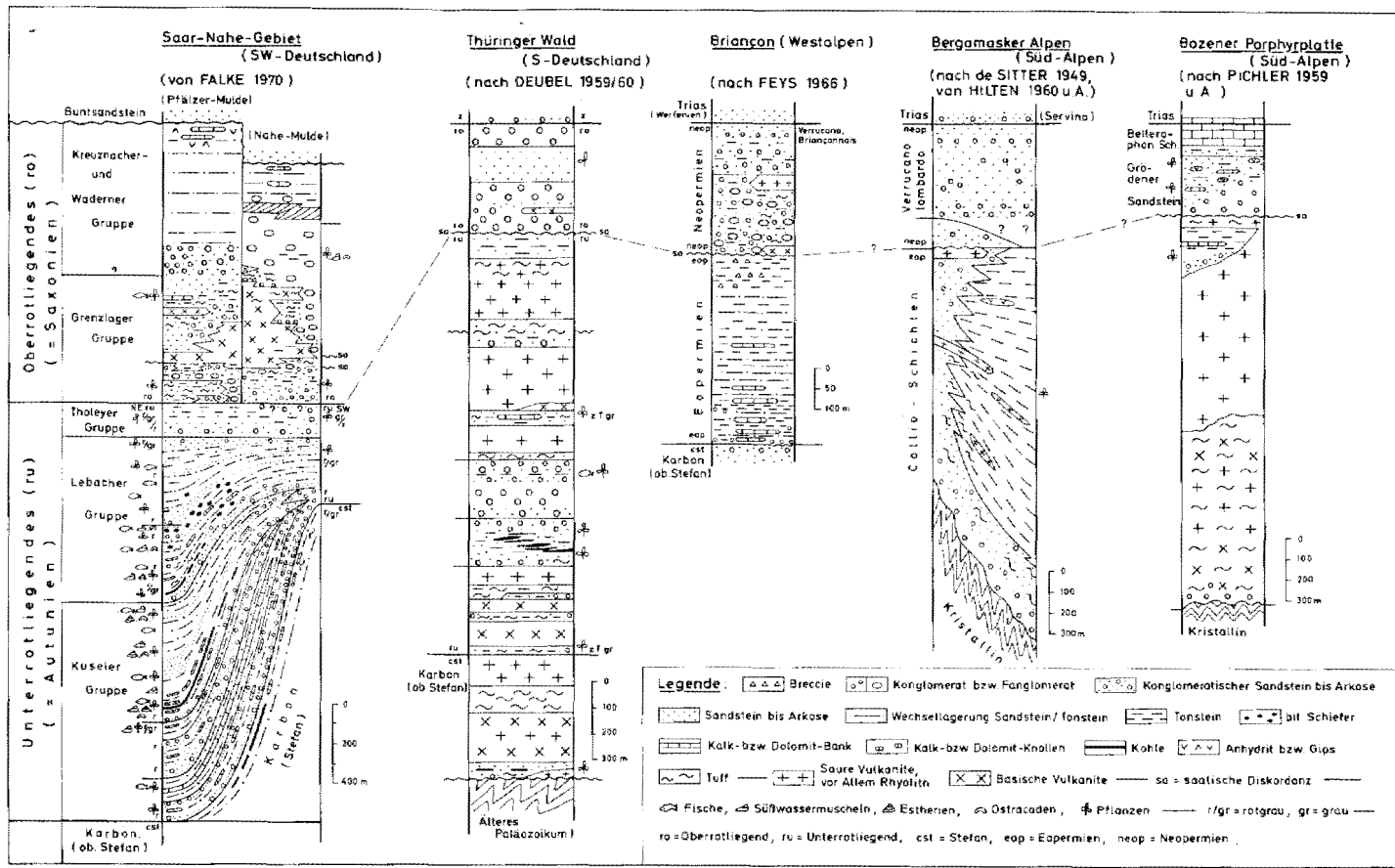


Abb. 1. Vergleich der vereinfacht wiedergegebenen Rotliegend-Profile des Saar-Nahe Gebietes und des Thüringer Waldes mit einigen wichtigen Profilen aus den West- und Südalpen.

färbten Wechselfolge von Konglomerat mit häufig gut gerundeten Grundgebirgs-, Tuff- wie Porphyrbestandteilen und von konglomeratischen Sand- und Siltsteinen (CASSINIS, 1963/64; 1965/66). Dieser Verrucano, der mit Ausnahme des hangendsten Abschnittes als vermutliche Vertretung von Eotrias dem Néopermien zugesprochen wird, wird z. T. als Äquivalent des rot-, z. T. auch graugefärbten Gröden Sandsteines angesehen (VAN HILTEN, 1960).

Letzterer setzt über der Effusivserie bzw. den Collio-Schichten der östlich der Bergamasker Alpen gelegenen Bozener Porphyrrplatte mit einem Basiskonglomerat ein (Abb. 1), das sich überwiegend aus aufgearbeitetem rhyolithischem Material zusammensetzt (PICHLER, 1959; VAN HILTEN, 1960). Nach den in ihm gefundenen Pflanzen, wie z. B. *Ullmannia frumentaria*, *Baiera digitata* usw., gehört sein hangendster Abschnitt dem unteren Zechstein, der liegende Abschnitt noch dem Oberrotliegenden an. Als kontinentale Ablagerung zwischen marinen Schichten, dem Trogkofelkalk im Liegenden und dem Bellerophonkalk im Hangenden, läßt er sich ostwärts in die Gailtaler und Karnischen Alpen verfolgen, wo er im zuerst genannten Gebiet noch Zeugen eines Bozener Vulkanismus enthält (VAN BEMMELEN, 1957; KAHLER, 1959).

Die in den vorausgegangenen Ausführungen aufgeführten Profilabschnitte der verschiedenen Verrucani dürfen auf Grund ihrer nicht genauer abzugrenzenden stratigraphischen Stellung für einen Vergleich mit dem Rotliegenden stets nur mit der notwendigen Einschränkung benutzt werden. Sie haben aber das Merkmal gemeinsam, daß sich ihre bunt- bis vorwiegend rotgefärbten, kontinentalen Sedimente aus den Abtragungsprodukten der zuvor gebildeten variskischen Ketten und z. T. auch der zuvor entstandenen karbonischen wie permischen Ablagerungen einschließlich ihrer vulkanischen Produkte zusammensetzen. Ihre basalen, meist grobkörnigen Ausbildungen werden vielfach zum Hangenden feinkörniger. Bemerkenswert ist, daß diese Schichtserien noch hier und dort Anzeichen eines, wenn auch geringen, Vulkanismus aufweisen (Abb. 1 bis 3).

Er zeigt sich vor allem aber an jene Schichtfolgen gebunden, die z. T. im Liegenden der bisher beschriebenen Profile anstehen. Sie umfassen das untere Perm und gehen, sofern vorhanden, kontinuierlich in das jüngere Oberkarbon über, das seinerseits diskordant den älteren Schichten aufliegt. Sie sind für das gesteckte Ziel dieser Arbeit von besonderer Wichtigkeit (Abb. 1 bis 3).

Westlich von Genua, im Gebiet des sogenannten ligurischen Brianconnais, entwickelt sich nach BLOCH (1966) aus dunklen bis violetten Chlorit-Serizit-Schiefern stefanopermischen Alters durch zunehmende Einschaltung von Porphyroidschiefern wie nicht so stark umgewandelten Rhyolithen und ihren Tuffen eine Abfolge, die auf Grund dieser vulkanischen Einlagerungen und des diskordant überlagernden Verrucanos in das Eopermien, also in das ältere Perm, eingestuft wird. Im Bereich des nördlich hiervon gelegenen Dora-Maira-Massives stehen ebenfalls etwa gleichaltrige metamorphe, meist grau-grüne Gesteine (Konglomerate, konglomeratische Quarzite, Glimmerschiefer, gneissige Quarzporphyre) an (MICHARD & VIAHON, 1966, S. 126/127). Westwärts von hier trifft man auf das bekannte Eopermien nördlich von Briancon (Abb. 1). Zwischen dem Roche-Chateau und dem Col de la Baume Noire ist eine buntfarbige, aber auch dunkelgraue, Schicht-

folge aus Konglomeraten mit meist gut gerundeten Komponenten, aus Sandsteinen und Schiefen aufgeschlossen, in die wiederholt Karbonatbänke eingeschaltet sind. Der grobe Detritus enthält sehr häufig vulkanische Bestandteile. Diese Schichten gehen kontinuierlich aus den stefanischen Konglomeraten im Liegenden hervor. Im Hangenden sind sie durch eine Verwerfung abgeschnitten, an der sich im Südwesten Néopermien anlegt. Hiervon abgesehen ist aber diese obere Grenze in diesem Gebiet, wie schon zuvor dargelegt (s. S. 13), durch die saalische Diskordanz gekennzeichnet. Mit ihr ist im Profil des Tales von Ponsonnière das Auftreten von Vulkaniten, meist als Dazit, verbunden.

In den Schweizer Alpen ist vor allem das Vorkommen des Glarner Verrucano zu nennen, das mit jenem in der westwärts gelegenen Urseren-Mulde im Norden des St.-Gotthardt-Massives viel Ähnlichkeit besitzt (Abb. 2). Sein unterer Profilabschnitt weist dem Unterrotliegenden-Autunien verwandte Züge auf (TRÜMPY, 1966, S. 218). Er setzt sich aus einer fanglomeratischen Randfazies = unterer Sernifit und einer sich mit ihr verzahnenden Beckenfazies zusammen. Letztere ist aus buntfarbigen Sandsteinen und mehr oder weniger sandigen Tonschiefern mit Einschaltungen von Karbonatbänken, Laven und Tuffen von Rhyolithen, Daziten und von Spiliten aufgebaut (TRÜMPY, 1966). Im Hangenden von dieser Schichtserie folgen ohne bisher eindeutig nachgewiesene Diskordanz die schon zuvor erwähnten in das Becken weit vordringenden oberen Sernifite und oberen Schiefer des jüngeren Perm (FISCH, RYFF, 1966). Dieses Vorkommen ist mit seiner NE-SW Erstreckung vermutlich ein Abschnitt einer größeren Furche gleicher Richtung, in der im Südwesten der Verrucano der Urseren-Mulde und jener im Bereich der Gr. St. Bernhard Decke liegen.

Eine gleiche erzgebirgische Richtung weist nach DE SITTER (1963) das permische Hauptbecken der Bergamasker Alpen auf. In ihm sind für unsere Betrachtung die Collio-Schichten wichtig (Abb. 1). Nach einem Basalkonglomerat stefano-permischen Alters, das möglicherweise dem Ponte Gardena-Konglomerat in den Dolomiten entspricht, bestehen sie aus einer grauen bis buntfarbigen Schichtserie. Sie stellt eine Wechselfolge aus Konglomeraten, Sandsteinen und z. T. schwarzgefärbten Schiefen dar, in die besonders an der Basis und im oberen Abschnitt saure Tuffe und Rhyolithe eingeschaltet sind (DE SITTER L. U. u. DE SITTER-KOOMANS, 1949). Die Schichtserie ist in ihrem unteren Teil fein-, im oberen Teil stärker grobkörnig. Ihr unterpermisches bis oberkarbonisches Alter wird durch Pflanzenfunde belegt (CASSINIS, 1963/64; 1966). Darüber folgen rote, z. T. konglomeratführende Sandsteine und Konglomerate. Den Abschluß des Profiles bilden im Liegenden einer Diskordanz unterhalb des schon zuvor erwähnten Verrucano Lombardo (s. S. 14) Kristalltuffe.

Abgesehen von dem gleichaltrigen Vulkanismus mit Porphyren, Porphyriten und Granophyren im Raum von Lugano, ist er in noch ausgeprägterer Form in dem östlich der Bergamasker Alpen gelegenen Gebiet zwischen Bozen und Trient vorhanden. Hier folgen nach PICHLER (1959) und VAN HILTEN (1960) über lokalen Basalkonglomeraten oder direkt über kristallinen Schiefen eine mächtige Serie aus rhyodazitischen, dazitischen und andesitischen Laven mit ihren Tuffen (Abb. 1). Darüber steht eine Folge besonders von Rhyolithdecken überwiegend

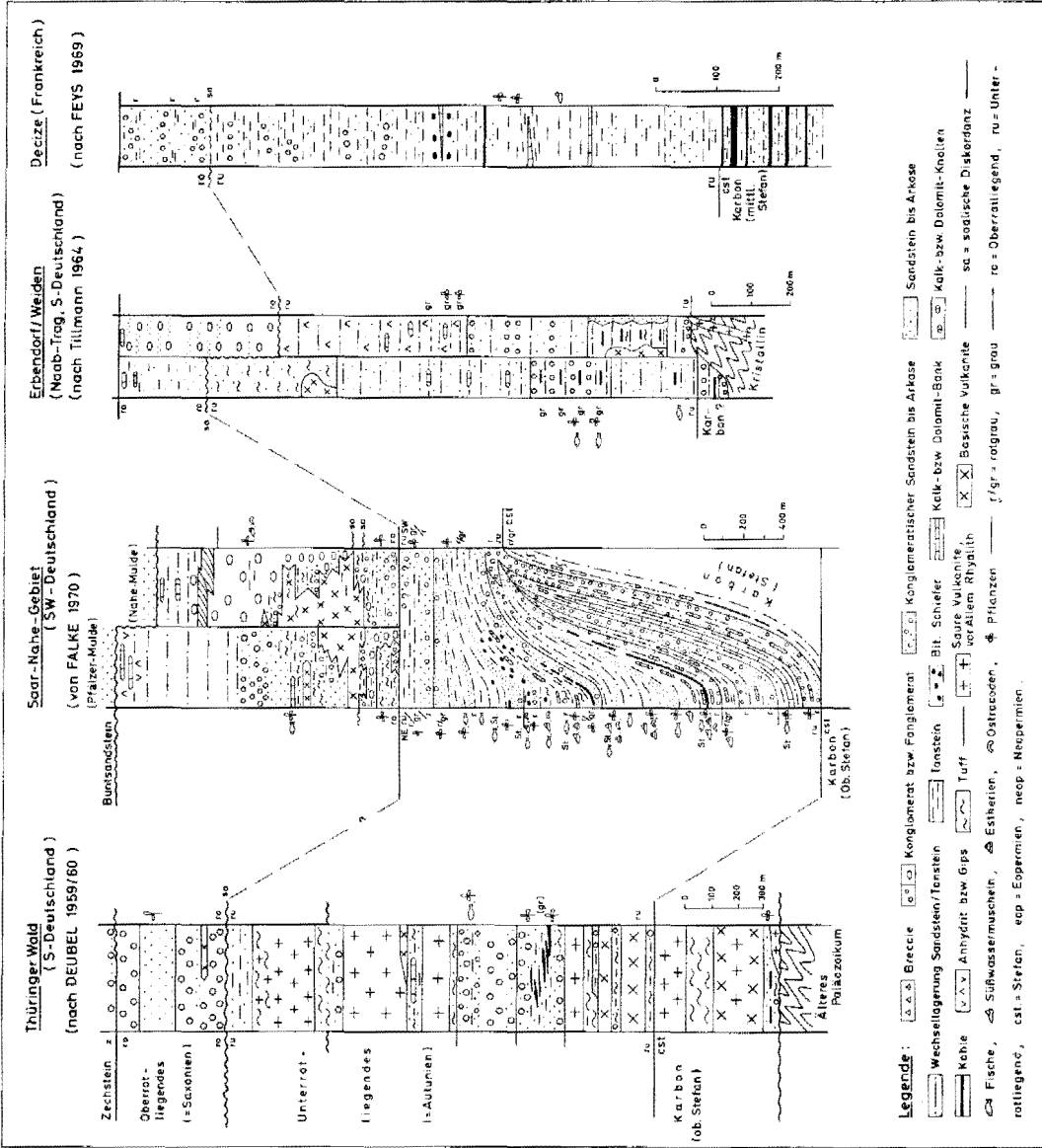


Abb. 2. Vergleich vereinfacht wiedergegebener Rotliegend-Profile Süddeutschlands mit dem Profil von Decize (Frankreich).

von Ignimbritcharakter an. Am Top dieser Abfolge, aber noch inmitten von Tuffen, finden sich deutlich Pflanzen- und karbonathaltige Schiefer = Tregovio-Schichten, die als eine seitliche Vertretung der Collio-Schichten angesehen werden. Über der vulkanischen Serie folgt der schon erwähnte Grödener Sandstein (s. S. 16).

Unter den ausgewählten und bisher dargestellten Profilen scheinen für den angestrebten Vergleich zwischen dem Ablagerungstyp des Verrucano und des Rotliegenden jene besonders wichtig zu sein, die Merkmale eines Vulkanismus aufweisen, da er auch für das Rotliegende in Mitteleuropa sehr charakteristisch ist. Des weiteren sind gleichfalls jene Abfolgen hierfür geeignet, die sich kontinuierlich aus dem Stefan entwickeln und nach einer Diskordanz oder auch ohne sie im Hangenden in überwiegend rotgefärbte Schichten übergehen. Wichtig ist also die charakteristische Zweiteilung des Gesamtprofils des Perms, d. h. in den grau- bis buntgefärbten vulkanischen unteren und den rotgefärbten oberen Abschnitt.

Unter Berücksichtigung dieser Gesichtspunkte sind unter allen genannten Vorkommen am besten für einen Vergleich mit dem Rotliegenden die entsprechenden Profilabschnitte des Perm nördlich von Briancon, im Kanton Glarus, der Bergamasker Alpen und im Gebiet von Bozen—Trient zu verwenden. Sie zeichnen sich in ihren unteren Profilabschnitten durch das besondere Hervortreten von vulkanischen Ablagerungen aus. Die bunt- bis graugefärbten Begleitsedimente bestehen aus Konglomeraten, die zuweilen gut gerundet sind, aus Sandsteinen bzw. Arkosen und Quarziten wie Schiefern. Dazu kommen hier und dort meist geringmächtige Kalk- bzw. Dolomitbänke. Fossilien sind allgemein seltener vorhanden, können aber auch, wie in den Collio-Schichten, sehr zahlreich, vor allem in Form von Pflanzenresten, auftreten. Diese Schichtfolge liegt entweder konkordant auf dem Stefan oder unter Einschaltung eines Basalkonglomerates diskordant auf älteren Schichten. Am Top kann sie, wie z. B. im Verrucano des Brianconnais, als Ausdruck saalischer Bewegungen ebenfalls eine Diskordanz aufweisen.

Die über ihr liegenden Schichten, die fast ausnahmslos rotgefärbt sind, beginnen meist mit sehr grobkörnigen Ablagerungen, z. T. von fanglomeratartigem Charakter. Sie enthalten zum Unterschied des an der Basis des Werfenien vorhandenen Konglomerates die verschiedensten Abtragungskomponenten aus dem zuvor entstandenen Perm, Karbon und älteren Gesteinen, welche das jedes Becken umgebende Relief aufbauen. Sie treten auch als Einschaltungen in den im Hangenden folgenden Sandsteinen bzw. Arkosen auf, die hier und dort von mehr oder weniger sandigen Schiefern überlagert werden. Somit werden die Sedimente zum Hangenden feinkörniger, was als Folge einer Abschwächung der Reliefenergie angesehen werden kann. Infolgedessen greifen sie auch bei gleichzeitiger Auffüllung der Becken über ihre Ränder hinaus auf ältere Schichten über.

3. Das Rotliegende

STEINIGER (1840) erwähnt noch, wie Autoren vor und nach ihm im letzten Jahrhundert, neben dem Rotliegenden die Bezeichnung „rotes Todtligendes“. Sie ist dem Wortschatz der Mansfelder Bergleute entnommen, welche die roten Schichten im Liegenden des Kupferschiefers wegen ihrer Erzfreiheit tote Sand-

steinbildung nannten. Auf Grund dieser stratigraphischen Stellung und der roten Farbe wurde gleichzeitig im bergmännisch-geologischen Sprachgebrauch der Name „Rotliegendes“ eingeführt. Schon 1808 hatte OMALIUS D'HALLOY die roten Schichten von der heutigen Trias bis zum Steinkohlengebirge unter dem Namen „Formation du grès rouge“ vereinigt, ihn später aber auf den Zechstein und das Rotliegende beschränkt, nachdem 1834 v. ALBERTI die Trias von der roten Sandsteinformation abgetrennt hatte. Für die beiden verbleibenden Einheiten schlug MARCOU, 1859, die zusammenfassende Bezeichnung „Dyas“ vor, ein Vorschlag, der besonders von GEINITZ (1861) unterstützt wurde. Bei seiner Gliederung in das Unter- und Ober-Rotliegende wies GEINITZ schon darauf hin, daß die zuletzt genannte Stufe ein Äquivalent des unteren, vielleicht sogar des mittleren Zechsteines sei, „indem beide von dem unteren Rotliegenden unterlagert, und von dem oberen Zechsteine überlagert werden“ (Vorwort 1861). Diese Ansicht vertrat er auch noch 1884, in dem er das Ober-Rotliegende als litorale Parallelbildung für die unteren Glieder der marinen Zechsteinformation im Liegenden des Plattendolomites und das Unter-Rotliegende als die an Vulkaniten reiche Schichtserie ansah. Von der zuletzt genannten Stufe wurde später noch das Mittel-Rotliegende abgetrennt, z. B. für das Saarbecken die Abfolge von den Lebacher bis zu den Söterner-Schichten oder im Thüringer Wald jene der Goldlauterer und Oberhöfer Schichten (BUBNOFF, 1941, S. 280). Diese Untergliederung des Rotliegenden in drei Stufen findet auch heute noch manchmal Verwendung. Vorherrschend ist aber eine Aufteilung in das Ober- und Unter-Rotliegende. Für die Grenzziehung zwischen beiden Schichtserien wird die saalische Diskordanz oder das Einsetzen von vorwiegend roten, grobkörnigen, z. T. fanglomeratartigen Sedimenten mit zahlreichen vulkanischen Komponenten als Ausdruck einer starken Reliefbelebung und Abtragungstätigkeit benutzt. Die gesamte Abfolge ist dort eine stratigraphische Einheit des Perm, wo sie im Hangenden durch den marinen Zechstein, im Liegenden durch fossilbelegtes Oberkarbon begrenzt wird. Schon die exakte Festlegung dieser Grenze ist stellenweise schwierig. Noch unsicherer wird sie dort, wo kein mariner Zechstein vorliegt, und die Rotfolge von Buntsandstein überlagert wird und damit der Verdacht gegeben ist, daß sie im Sinne von GEINITZ eine terrestrische Vertretung des Zechsteines darstellt.

Diese Schwierigkeiten treten deutlich in den folgenden Ausführungen in Erscheinung, die zwecks Vergleich mit dem Verrucano einige bezeichnende Profile des Rotliegenden aus Mittel- und Westeuropa, vornehmlich aber aus der Bundesrepublik, beschreiben werden. Hierbei soll nur eine zusammenfassende Darstellung des jeweiligen Profiles unter Hervorhebung seiner Besonderheiten gegeben werden.

Hinsichtlich der Rotliegendevorkommen in Norddeutschland sei nur erwähnt, daß sie sich nach den bisherigen Befunden in eine untere vulkanische und nach einer kartographischen Diskordanz in eine obere rote, sedimentäre Abfolge, überlagert von marinem Zechstein, gliedern läßt. Dieses norddeutsche Rotliegende nimmt östlich des Harzes über den Flechtinger Höhenzug und die sogenannte Hettstedter Brücke Verbindung mit jenem der Mansfelder Mulde und des nordöstlichen Saaletroges bei Halle auf. Hier entwickelt es sich aus einem in der Randfazies grob-, in der Beckenfazies feinklastischen und kohleführenden Stefan. An der

Grenze zum Unter-Rotliegenden, dem Autunien der französischen Geologen, treten schon Vulkanite auf. Die Stufe selbst setzt sich aus einer bunt- bis graugefärbten Folge von Konglomeraten und Sand-, Schluff- bis Tonsteinen zusammen, die zum Beckenrand wesentlich grobklastischer wird. Diese Abfolge wird im Gebiet von Halle durch eine Sonderausbildung vertreten, die zunächst Tuffe, Tuffite, kohleführende Schiefer, Kalksteine wie Pflanzen enthält, die diese Schichtserie als Autunien I ausweisen. Diese Schichten liegen entweder auf Stefan oder auf der Intrusion des unteren grobkörnigen Halleschen Porphyrs. Im Hangenden werden sie von dem feinkörnigen, jüngeren Halleschen Porphyр überlagert, an dessen Basis von einigen Autoren (v. HOYNINGEN-HUENE, 1960) die bekannte saalische Diskordanz gelegt wird. Sie wird jedoch neuerdings wie auch schon früher an den Top der Sennewitzer Schichten im Hangenden des jüngeren Porphyrs gestellt (KATZUNG, 1969), deren Arkosen, Tonsteine und Tuffite sich durch ihre Pflanzenführung noch als Autunien erweisen. Im Gebiet von Mansfeld und Wettin schließt das Unter-Rotliegende mit dem misch- bzw. rundkörnigen Sandstein, bestehend aus ausgezeichnet gerundeten Quarzkörnern, im Liegenden der saalischen Diskordanz ab. Über ihr stellt sich ein Konglomerat ein, dessen Gerölle namentlich aus Porphyren, Porphyriten, Tuffen bestehen, die von der im Osten bis Südosten damals vorhandenen Porphyrschwelle angeliefert wurden. Zum Hangenden geht dieses Ober-Rotliegende = Saxonien in rote Sand- und Schluffsteine (= „Sandsteinschiefer“) über. Es wird vom Zechsteinkonglomerat und dem in seiner stratigraphischen Stellung noch umstrittenen Weißliegenden, vorwiegend subaquatischer Entstehung, überlagert.

Eine sehr bekannte und bezeichnende Schichtserie des Rotliegenden begegnet uns wieder in dem süd- bis südwestlich von hier gelegenen Thüringer Wald (Abb. 1). Über den grau- bis rotgefärbten, noch stefanischen Basissedimenten der Gehreren Schichten aus Sand- und Tonsteinen mit Konglomeratlagen und örtlichen Steinkohlen, wie z. B. dem Öhrenkammerflöz, liegt eine ebenfalls dem Stefan angehörende Schichtserie aus sauren bis intermediären Eruptivgesteinen mit ihren zugehörigen Tuffen und Tuffiten. Darüber liegt eine Serie von Porphyren und Melaphyren, denen Konglomerate, Sand-, Tonsteine wie Tuffe eingeschaltet sind. Ihre Pflanzenführung verweist sie schon in das Unter-Rotliegende. In ihrem Hangenden treten graue Sand- und Tonsteine mit mehreren Kohlenflözen auf, die bekannten Manebacher Schichten. Sie sind zuerst mehr grau-, zum Hangenden aber stärker rotgefärbt. Diese Rotfärbung stellt sich in der hangendsten Serie des Unter-Rotliegenden ein, die sich neben den zuvor genannten klastischen Sedimenten wiederum durch das Auftreten von vorwiegend sauren Vulkaniten (Rhyolithe) und ihren Tuffen auszeichnet. Über der im Hangenden folgenden saalischen Diskordanz wird das Ober-Rotliegende durch ein basales Konglomerat, das vor allem Porphyrgerölle enthält und in dem noch ein Melaphyreguß und Tuffe auftreten, darüber hinaus durch Sandsteine und einem polygenen Porphyrkonglomerat vertreten, dessen Gerölle meist aus dem Kristallin des Ruhlaer Sattels und aus Porphyр bestehen und mäßig gut bis gut gerundet sind (DEUBEL, 1959/60). In seinem Hangenden folgen nach einer fraglichen Diskordanz transgressiv, soweit noch nicht abgetragen, das Zechsteinkonglomerat oder Kalke des Zechsteinriffes.

Die Vorkommen des Thüringer Waldes gehören dem NE-SW streichenden Oos-Trog an. Nordwestlich von ihm, jenseits der gleichverlaufenden ehemaligen Odenwald-Ruhlaer-Schwelle, erstreckt sich in gleicher Richtung der Saar-Trog. In seinem Südwesten, im Saar-Nahe-Gebiet, steht ein ca. 3500 m mächtiges Rotliegendes an (FALKE, 1969). Seine konkordante Grenze zum obersten Stefan wird an ein Konglomerat (Dirminger Konglomerat) gelegt, da sie in diesem Fall wie in vielen Becken mit Hilfe von Fossilien nicht genauer festgelegt werden kann, auch nicht bei Benutzung der für das Rotliegende wichtigen Leitpflanze *Callipteris conferta* BRONG., weil sie häufig sehr unregelmäßig vorkommt. Das im Hangenden anstehende Unter-Rotliegende baut sich aus einer grauen, z. T. roten, in Zyklen angeordneten Schichtfolge auf (Abb. 1, 2, 3). Sie beginnt jeweils mit einer roten konglomeratischen Arkose bzw. Sandstein und schließt über einer meist grauen Wechsellagerung aus Sand- und Tonsteinen mit den letzteren ab (FALKE, 1954). Diese feinkörnigen Ablagerungen können hier und dort noch Kalk- und Kohleflöze enthalten. Die Schichten nahe der Basis wie im mittleren Abschnitt des Profils führen auch Tuffe. Jene am Top sind durch eine überwiegend rotgefärbte, konglomeratische Arkose gekennzeichnet.

Die Grenze zum Ober-Rotliegenden wird dort gezogen¹⁾, wo in Form von Tuffen die ersten Zeugen eines Grenzlagervulkanismus einsetzen. Er hat eine sehr differenzierte Wechselfolge aus vornehmlich intermediären bis basischen Ergüssen, meist sauren Tuffen und den verschiedenartigsten Zwischensedimenten hinterlassen. Sie spiegeln ein reichgegliedertes Relief wider. Es ist die Folge eines Vulkanismus und der mit ihm verbundenen saalischen Bewegungen, die sich in örtlichen Diskordanzen, meist in der Umrandung der an der Wende Unter-/Ober-Rotliegenden entstandenen Porphyrmassive, auswirkten. Gleichzeitig mit diesen Ereignissen begann die Ablagerung von Fanglomeraten, gemischt mit den Abtragungsprodukten aus den Vulkaniten. Diese sehr grobklastische Fazies wird beckenwärts feinkörniger wie auch zum Hangenden, wo sie von Sandsteinen in Wechsellagerung mit Tonsteinen und schließlich durch die Vorherrschaft der letztgenannten Sedimente abgelöst wird. Diese sandig-tonige Abfolge enthält nahe dem Top dieser Schichtserie wiederholt Einschaltungen von Karbonat in Form von Bänken, Knollen oder als Zement, meist als Dolomit bis dolomitischen Kalk. In der Bohrung Landstuhl wurden auch Gipseinschaltungen angetroffen. Diese Schichten, über denen diskordant ein mittlerer (?) Buntsandstein folgt, stellen wahrscheinlich schon eine terrestrische Vertretung des Zechsteins dar. Sie wie die tieferen Schichten des Rotliegenden einschließlich jener des Grenzlagervulkanismus greifen vor allem nach Süden, d. h. in den Pfälzer Wald auf älteres Paläozoikum und Kristallin über. Sie stellen dadurch eine Verbindung zu dem schon genannten Oos-Trog her, dessen Verbindung zu dem im Bereich des Böhmisches-Bayrischen Waldes gelegenen Naab-Troges noch unklar ist.

In der zuletzt genannten paläogeographischen Einheit beginnt das Unter-Rotliegende diskordant über dem Grundgebirge mit einem Konglomerat, überlagert von feldspatführenden, z. T. konglomeratischen Sandsteinen und pflanzen-

¹⁾ Neuerdings dort, wo die Wiederholung einer Lebacher Fazies in der Tholeyer-Gruppe, der jüngsten Schichteinheit des Unterrotliegenden ihren Abschluß findet.

führenden Schiefen mit Kohleflözen (Abb. 2). Die Flora weist einen permokarbonischen Charakter auf. Darüber liegen mit scharfer Grenze Konglomerate, gefolgt von einer Wechselfolge von grauen Sand- und Tonsteinen mit Pflanzenresten. Diese Abfolge wird überlagert von meist roten Sand- und Tonsteinen. Diese Schichten gehen in eine buntgefärbte Serie aus Konglomeraten, feldspat- und pflanzenführenden Sandsteinen wie dunkelgrauen, z. T. bitumenführenden, Schiefer über. Sie werden wiederum durch rote Konglomerate, Arkosen, Sand- und Tonsteine mit Kohleflözen und Kalkbänken abgelöst. Sie können vor allem aber im Hangenden Tuffe, Tuffite und auch saure bis intermediäre Vulkanite enthalten. Im Süden des Naab-Troges bei Weiden können die jüngsten, feinkörnigen Schichten des Unter-Rotliegenden auch Anhydritknollen führen (Abb. 2).

Diskordant über den bisher genannten Schichten steht das Ober-Rotliegende an. Es setzt sich vorwiegend aus roten Fanglomeraten, Arkosen und Tonsteinen zusammen und schließt im Liegenden des Buntsandsteines mit einem Karneol-Dolomit-Horizont ab. Er wird zusammen mit seinen Begleitschichten als eine terrestrische Vertretung des Zechsteines angesehen. Dieser Horizont ist in Süddeutschland, z. B. im Pfälzer Wald wie im Schwarzwald, aber auch in den Vogesen weit verbreitet. Desgleichen wurde er im Bereich des Tafeljura Troges, d. h. im Grenzbereich zur Schweiz nachgewiesen.

Aus dieser paläogeographischen Einheit, welche die Verbindung zwischen den Vorkommen im südlichen Schwarzwald und der Schweiz herstellt, ist für die vorliegende Untersuchung noch das Profil der Bohrung Wintersingen (Schweiz) von Interesse (SCHMASSMANN & BAYRAMGIL, 1945). Das Unter-Rotliegende wird durch eine buntgefärbte Abfolge von Brekzien, Arkosen und Tonsteinen mit Kalkbänken vertreten, in der graue Arkosen und bitumenführende Schiefer mit Fossilführung bemerkenswert sind (Abb. 3). Darüber folgt wiederum eine bunte Schichtserie aus Arkosen und Tonsteinen mit Kalken, in deren Hangenden eine Wechselfolge aus Arkosen — Tonstein — Arkosen ansteht, welche mit jener am Südwestrand des Südschwarzwaldes, d. h. in der Schopfheimer Rotliegendebucht verglichen werden kann. Der Abschluß des Profiles wird auch hier wiederum durch einen Karneol-Dolomit-Horizont gebildet.

Von dem in Frankreich vorhandenen Rotliegenden müssen abschließend noch die Becken von Decize, Autun, Lodève und das Gebiet des Esterel erwähnt werden.

Die grauen bis schwarzen, nur am Top gelegentlich roten Schichten von Autun, dem *locus typicus* des Autunien = Unter-Rotliegenden, am Nordrand des Zentralmassives beginnen über mittlerem Stefan oder dem kristallinen Sockel mit einem Porphyrgerölle führenden Konglomerat (Abb. 3). Darüber folgen Sand- und Tonsteine, in die sich an der Basis der Abfolge noch Kohleflöze, darüber hinaus wiederholt Karbonatausscheidungen, vor allem zahlreiche bituminöse Schiefer einschalten. Durch sie ist das Becken von Autun sehr bekannt geworden (PRUVOST, 1947). Unter Berücksichtigung dieser Besonderheiten kann man die gesamte Schichtserie vom östlichen Rand nach Westen bis zur Mitte des Beckens in drei Fazien aufgliedern, 1. in eine sterile, konglomeratische, 2. in die kohleführende und 3. in die bitumenführende Fazies (FEYS, 1969). Des weiteren sind diese Schichten durch ihre zahlreichen Faunen- und Pflanzenfunde berühmt,

darunter durch die für das untere Perm kennzeichnende Flora aus verschiedenen Arten von *Walchia* und *Callipteris*. Die für die stratigraphische Abtrennung des Rotliegenden vom Karbon international benutzte Leitpflanze *Callipteris conferta* stellt sich auch hier, wie z. B. im Saar-Nahe-Gebiet, erst einige Zehner von Metern über der durch ein Konglomerat markierten Grenze ein. In den zwischenliegenden Schichten ist noch eine von stefanischen Formen durchsetzte Mischflora vorhanden, was DOUBINGER (1965) auf Grund von paläophytologischen Untersuchungen in verschiedenen Becken Frankreichs veranlaßte, für diese Schichtfolge die Bezeichnung „autuno-stefanien“ aufzustellen.

Westlich des Vorkommens von Autun liegt das Becken von Decize, dessen Abfolge durch einige Bohrungen auf der Suche nach Kohle festgestellt wurde (FEYS, 1969). Sie setzt sich über kohleführenden Schiefen und Arkosen des mittleren Stefan und nach einer tonig-sandigen Übergangszone aus einer vorwiegend grauen, manchmal auch rötlich gefärbten Abfolge von Konglomeraten, die bei der Auflagerung dieser Schichtserie auf dem kristallinen Sockel sich schon an der Basis einstellen können, und aus Arkosen wie Tonsteinen zusammen (Abb. 2). Wiederholt schalten sich gelblichgrüne, mehr oder weniger sandige Tonsteine, bituminöse, fischführende Schiefer und Dolomitbänke ein. Damit weist dieses Autunien einige gemeinschaftliche Züge mit den Schichten am locus typicus auf. Im Gegensatz zu den dortigen Verhältnissen wird es im Becken von Decize von vorwiegend roten Konglomeraten, Arkosen und Tonsteinen überlagert, die mit Vorbehalt dem Saxonien gleichgestellt werden, zumal an der Basis die Diskordanz einer saalischen Phase bemerkbar ist.

Unter den Vorkommen in Frankreich ist auch jenes von Lodève am Südrand des Zentral-Massives wegen seiner besonderen Zusammensetzung erwähnenswert, in die ausgezeichnete Aufschlüsse einen guten Einblick gewähren (Abb. 3). Der untere, graugefärbte Abschnitt des Autunien setzt über dem Grundgebirge nahe Lodève mit einer Brekzie ein. Darüber folgt eine Wechsellagerung aus Sandsteinen, meist schwarzen Schiefertönen und Dolomitbänken. Bei Lodève enthält sie Dachschiefer, die durch die Flora von Tuillères berühmt geworden sind (KRUSEMANN, 1968; FEYS, 1969). Diese Abfolge geht unter Zunahme einer Rotfärbung in den höheren Abschnitt über, der sich vorwiegend aus roten Sand- bis Schluffsteinen zusammensetzt. Sie weisen zahlreiche Lagen einer Knochenbrekzie und mit Lebensspuren auf. Die Grenze zum Saxonien = Ober-Rotliegenden ist keinswegs eindeutig (GARRIC, HERY & VETTER, 1964). Sie wird an ein intraformationelles Konglomerat gelegt. In seinem Hangenden stellt sich eine monotone Serie vorwiegend aus roten Tonsteinen ein, deren entfärbte, hell- bis grüngrauen Horizonte stärker sandig sind und häufig Trockenrisse auf den einzelnen Schichtflächen aufweisen. In dieser Schichtserie, die Züge einer lagunären Fazies zeigt, konnten durch DOUBINGER (1956) Pflanzenreste gefunden werden, die für ein Zechsteinalter dieser Schichten sprechen.

Ebenfalls von besonderem Interesse für die in vorliegender Arbeit gestellte Aufgabe sind die permischen Schichten im Massiv von Esterel. Sie beginnen diskordant über den kristallinen Schiefen des Grundgebirges mit tuffhaltigen Konglomeraten und zwischenliegenden Andesitdecken. Diese Abfolge ist in einem kleinen grabenartigen Einbruch erhalten geblieben. Darüber liegt diskordant,

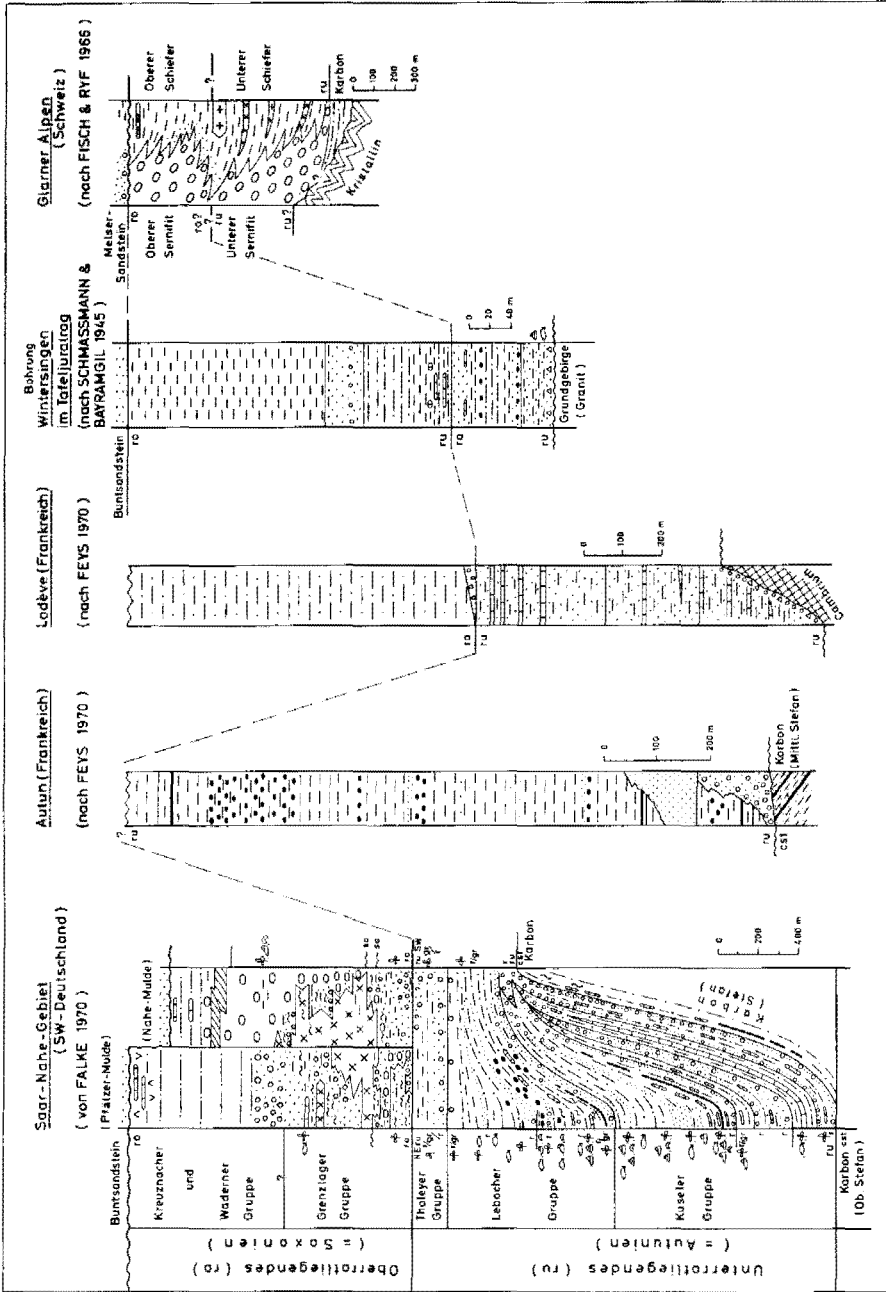


Abb. 3. Vergleich des vereinfacht wiedergegebenen Rotliegend-Profiles des Saar-Nahe Gebietes mit den Profilen verschiedener Vorkommen in Frankreich und jenem des Glarner Verrucano.

auch zum stellenweise vorhandenen Karbon, ein weiteres Konglomerat, mit dem nach BORDET (1966) der untere Abschnitt einer dreigeteilten Gliederung dieses Perms einsetzt. Er besteht aus roten Tonsteinen, gefolgt von rhyolithischen und doleritischen Decken mit bunten, tonig-sandigen Zwischenschichten. Mit einem roten, konglomeratischen Sandstein setzt der zweite Abschnitt ein, der sich im aufsteigenden Profil besonders durch mächtige Rhyolitdecken, z. T. von Ignimbritcharakter mit zwischenliegenden graugrünen, pflanzenführenden Sand- und roten Tonsteinen wie Tuffen auszeichnet. Der hangende Abschnitt zeigt in einem vorherrschenden rötlichen, konglomeratischen Sandstein zwei Doleritergüsse und am Top, unter dem diskordant aufliegenden Buntsandstein, eine lokal vorhandene Rhyolitdecke. VISSHER (1968) konnte nachweisen, daß die Flora und Mikroflora in den Tonsteinen dieser Hangendserie ein Zechsteinalter besitzt.

Rückblickend kann man feststellen, daß die Vorkommen des Rotliegenden in Mitteldeutschland, im Thüringer Wald, Saar-Nahe-Gebiet, von Autun, Lodève und vom Esterel für den Vergleich mit dem Verrucano sehr bezeichnend sind, denn sie weisen folgende Merkmale auf: In den meisten Fällen ist paläontologisch nach einem festgestellten mittleren bis höheren Stefan eine Übergangszone zum Perm vorhanden, so daß der Nachweis einer kontinuierlichen Ablagerung erbracht werden kann. Hiervon abgesehen kann das Unter-Rotliegende auch mit einer Schichtlücke oder Diskordanz, wie z. B. in Südfrankreich, auf dem Karbon und älteren Schichten liegen. Bemerkenswert ist die Beobachtung, daß es meistens über den Ablagerungsraum des Karbon hinausgreift. Die häufig mit einem Basalkonglomerat einsetzenden Schichten (Autunien oder Unter-Rotliegenden) sind bunt- (Saar-Nahe-Becken) oder in ihrem unteren Abschnitt fast nur grau- (Autun, Lodève) meistens in ihrem hangendsten Abschnitt auch schon durchgehend rotgefärbt. Die nicht roten Sedimente enthalten häufig Fossilien, namentlich Pflanzenreste, die lokal angehäuft zu einer Kohlebildung geführt haben. Außer diesen Flözen treten in der Wechsellagerung aus Konglomeraten, Arkosen, Sand- und Tonsteinen wiederholt auch Karbonatausscheidungen in Form von Kalk- wie Dolomitbänken bzw. -knollen und bituminösen Schiefen (Autun, Saar-Nahe-Gebiet) auf. Hinzu kommen die Ablagerungen eines Vulkanismus, die in einigen Becken, z. B. in der Umrandung des französischen Zentralmassives, fehlen können. Er ist mit tektonischen bzw. vulkanotektonischen Bewegungen verbunden, die lokal oder in größerer Ausdehnung zu Diskordanzen geführt haben, zu denen auch die saalische Phase gehört. An diese Diskordanz wird bisher die Grenze zwischen Unter- und Ober-Rotliegendem gelegt. Wo sie undeutlich ausgeprägt ist, nur lokal vorliegt (z. B. Saar-Nahe-Gebiet) oder sogar fehlt (z. B. im Becken von Lodève), ist die Grenzziehung mit Hilfe lithographischer Einheiten bzw. Horizonten zuweilen schwierig.

Die darüber folgenden Schichten des Ober-Rotliegenden und jene einer vermuteten Zechsteinvertretung sind fast durchgehend rotgefärbt. Sie beginnen meist mit grobkörnigen Ablagerungen. Sie können dort, wo kurz zuvor oder noch Vulkanismus herrschte bzw. erst einsetzte, wie z. B. im Saar-Nahe-Gebiet, stark mit vulkanischen Abtragungsprodukten durchsetzt sein. Zum Hangenden werden diese Sedimente feinkörniger, wobei jedoch am Top der Schichtfolge, z. B. im Thüringer Wald, nochmals eine Grobschüttung vorhanden sein kann. Gleich-

zeitig greifen sie meist über die jeweiligen Beckenränder hinaus auf ältere Schichten über. Zuweilen sind sie schlecht sortiert, namentlich in den basalen Ablagerungen, ihre Komponenten schlecht gerundet, so daß sie häufig einen fanglomeratartigen Charakter besitzen. Diese Eigenschaften stehen im Gegensatz zu den gut sortierten Sedimenten mit besser gerundeten Komponenten des Unter-Rotliegenden, ausgenommen jene Fälle, wo letztere über einen kurzen Transportweg bei stärkeren Reliefunterschieden abgelagert wurden. Demgegenüber sind Reste von Fossilien im Ober-Rotliegenden sehr selten und meist oasenhaft (z. B. Saar-Nahe-Gebiet) vorhanden. In den hangenden Abschnitten der Profile treten auch hier und dort äolische Sedimente auf. Sie werden wie die Schichten mit Dolomit- und Dolomit-Carneol-Bänken wie -Knauern, seltener mit Anhydritausscheidungen (Bohrung Landstuhl im Saar-Nahe-Gebiet) schon als eine terrestrische Vertretung des Zechsteines angesehen, da sie unmittelbar vom Buntsandstein kon- oder diskordant überlagert werden.

4. Die Gegensätze und Übereinstimmungen beider Ablagerungstypen

Wie schon in der Einleitung zu dieser Arbeit betont und wie sich auch aus der vorausgegangenen Darstellung der wichtigsten Profile des Verrucano und Rotliegenden ergibt, ist ein Vergleich kleinerer Probilabschnitte zwischen ihnen mangels geeigneter Fossilien und lithographischer Horizonte nicht möglich. Jedoch lassen sich, wenn auch mit einem gewissen Vorbehalt, zumal in den jeweiligen Grenzregionen, zwei größere Abschnitte vergleichen und zwar jene vom Oberkarbon bis zur saalischen Phase und von der letzteren bis zum Einsetzen der eotriassischen Sedimente bzw. des Buntsandsteines. Sie weisen mehr Übereinstimmungen als Gegensätze auf, wie sich aus den nachfolgenden Ausführungen entnehmen läßt.

Übereinstimmend kann man für den Verrucano wie das Rotliegende feststellen, daß, sofern keine Diskordanz oder Schichtlücke zwischen Karbon und Perm vorliegt, zwischen beiden Formationen weder paläontologisch noch lithologisch eine scharfe Grenzziehung möglich ist. Der Abschnitt des Permprofiles bis zur sogenannten saalischen Diskordanz zeichnet sich durch das Auftreten von z. T. vorherrschenden, graugefärbten und hiebei auch fossilführenden Sedimenten aus, die eine, wenn auch in ihrer Größenanordnung sehr wechselnde, Kohle- und Karbonatführung aufweisen. Die Beschaffenheit der Komponenten wie die überwiegende Anzahl der Sedimenttexturen bezeugen, daß diese Sedimente meist über einen Flußtransport oder in Seen zum Absatz gekommen sind. Mithin haben zu dieser Zeit, zumindest zeitweise, noch Milieuverhältnisse bestanden, die jenen des jüngeren Karbons sehr ähnlich waren. Bemerkenswert ist die Beobachtung, daß schon am Top dieser Sedimentabfolge fast überall ihre Rotfärbung eine dominierende Stellung einnimmt. Hinzu kommen die Produkte eines Vulkanismus, die in den einzelnen Becken in unterschiedlichem Ausmaß auftreten, aber auch manchmal fehlen können. Sie scheinen in zwei Perioden bevorzugt aufzutreten, und zwar 1. an der Wende Stefan/Unter-Rotliegendes bzw. in dem liegenden Abschnitt der letztgenannten Stufe und 2. in ihrem hangendsten Partien. Diese letzte Periode wird, wenn auch nicht überall,

durch eine Diskordanz abgeschlossen, die man als saalische Phase bezeichnet. Sie äußert sich in einer Winkel-, zuweilen nur in einer kartographischen Diskordanz und manchmal in einer stärkeren Schüttung von groben Sedimenten als Ausdruck einer Reliefbelebung. Zeichen tektonischer Bewegung wie Anlage von neuen oder Wiederbelebung alter Störungen, Übergreifen von permischen Sedimenten auf das Grundgebirge und die Anlieferung von Konglomeraten können auch schon zuvor auftreten. Man spricht deshalb manchmal von subsaalischen und saalischen Bewegungen. Unter ihnen ist als jüngste die saalische Phase allein durch die zuvor genannten Merkmale nicht eindeutig belegbar.

Zu einer Beweisführung für das Einsetzen des Oberrotliegenden gehört auch die Beachtung der Beschaffenheit der Sedimente, die über dieser Diskordanz bis zum Einsetzen der Trias folgen, soweit kein mariner Zechstein vorhanden ist. Sie umfassen die hangenden Abschnitte des Unter- und das gesamte Oberperm, ohne daß weder im Gebiet des Verrucano noch des Rotliegenden eine Trennung zwischen beiden Stufen bisher möglich ist. Sie kann auch nicht mit Hilfe der Pflanzenfossilien durchgeführt werden, da Zechsteinvertreter außerordentlich selten sind. In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß mit Hilfe der Flora bisher auch keine Unterscheidung zwischen Unter- und Oberrotliegendem getroffen werden kann. Es kann nur die Aussage gemacht werden, daß in der zuletzt genannten Stufe allgemein Fossilreste sehr selten sind und in gehäufte Zahl nur an einigen Stellen auftreten, die sich meistens zugleich durch die graugrüne bis grünliche Färbung der Sedimente auszeichnen und als ehemalige Oasen angesehen werden. Abgesehen von dieser Fossilarmut bzw. Fossilfreiheit der Schichten sind maßgebend für diesen Profilabschnitt des kontinentalen Perm und seines Vergleiches zwischen Rotliegendem und Verrucano die lithologischen Merkmale. Hiezu gehört die durchgehende Rotfärbung der Ablagerungen. Außerdem sind sie häufiger schlecht sortiert, ihre Komponenten schlecht gerundet bei zuweilen frischer Erhaltung. Typisch hiefür ist das Auftreten von Fanglomeraten oder Sedimenten verwandten Charakters, die einen schichtflutenartigen Transport und Absatz des Materials erkennen lassen. Kohleflöze fehlen. Karbonatausscheidungen können auftreten und sind vorwiegend von dolomitischer Beschaffenheit. Als Ausdruck einer Reliefniedrigung werden die Sedimente zum Hangenden feinkörniger, ohne daß aber in ihren jüngeren Ablagerungen Grobhorizonte fehlen, deren Komponenten jedoch anscheinend besser gerundet und sortiert sind als jene der vorausgehenden Konglomerate. Außerdem gibt es noch Zeugen eines Vulkanismus, der zu dieser Zeit in einzelnen Becken seinen Höhepunkt erlebt.

Gegenüber diesen Übereinstimmungen zwischen Verrucano und Rotliegendem ist die Anzahl der Gegensätze gering. Hiezu gehört in erster Linie das Vorkommen der Salinarfazies im Oberrotliegendem im Bereich der Nordsee und Norddeutschlands, die in den Alpen fehlt. Auch die Verbreitung und Anzahl der Karneol-Dolomit-Horizonte im jüngsten Perm, d. h. im Liegenden des Buntsandsteines, scheint, soweit dem Verfasser bekannt, in Süddeutschland größer zu sein als im Gebiet des alpinen Verrucano, wenn man hier von den Vorkommen in der Schweiz (FISCH & RYF, 1966, S. 241) absieht. Nicht nur in diesen Schichten, sondern auch schon in den hangendsten Ablagerungen des Unterrotliegenden

treten innerhalb Süddeutschlands gelegentlich Anhydrit- und Gipsausscheidungen auf. Wenn man den Tafeljura-Trog außer acht läßt, scheinen sie im weiteren Bereich des Verrucano mit Ausnahme des Grödener Sandsteines zu fehlen, Nach der dem Verfasser bisher zugänglichen Literatur sind auch in den jüngeren Ablagerungen des Verrucano kaum äolisch beeinflusste Sedimente vorhanden im Gegensatz zu Süd- und Norddeutschland wie England, wo sie des öfteren beobachtet werden können. Des weiteren scheinen in den grau- bis buntgefärbten älteren Schichten des Verrucano Kohleflöze und bituminöse Schiefer seltener als im Unterrotliegenden von Süddeutschland und den Becken in der Randzone des französischen Zentralmassivs zu sein.

Inwieweit im Bereich der Alpen der Vulkanismus zu dieser Zeit länger als in Mitteleuropa aktiv war, ist eine noch nicht endgültig beantwortete Frage.

5. *Schlußfolgerungen*

Aus den Ausführungen im vorausgegangenen Kapitel ist zu entnehmen, daß die Übereinstimmung zwischen Verrucano und Rotliegendem weitaus größer als die Gegensätze sind. Bei allen Unterschieden in den Einzelheiten z. B. in der detaillierten Schichtabfolge in den jeweiligen Becken als Folge eines Unterschiedes in der petrographischen Zusammensetzung des jeweiligen Liefergebietes, des Reliefs und der Ablagerungsbedingungen müssen demnach für die gemeinsamen Merkmale übergeordnete Ursachen wirksam gewesen sein. Sie sind vor allem im Klima und in den tektonischen Bewegungen mit ihren Begleiterscheinungen zu suchen.

Soweit das Klima aus der Beschaffenheit der Sedimente und ihrem Fossilinhalt erschlossen werden kann, ist in dieser Hinsicht für den dargestellten unteren Abschnitt des Perms bis zur saalischen Diskordanz das gelegentliche oder wiederholte Auftreten von meist graugefärbten und mehr oder weniger fossilreichen Süßwasserablagerungen bezeichnend. Ihre Merkmale im einzelnen, vor allem die Kohlebildungen, sprechen für warme und zumindest zeitweilig feuchte Perioden. Demgegenüber weisen die jüngeren, d. h. über der obengenannten Diskordanz liegenden Sedimente des kontinentalen Perms Kennzeichen auf, die ebenfalls ein warmes Klima belegen, das aber offensichtlich durch längere Trockenzeiten mit episodischen, häufig starken Regenfällen ausgezeichnet war. Als Zeugen hierfür können benutzt werden die Fanglomerate, die schlechte Sortierung wie Rundung der Komponenten, die Dolomit-, die gelegentlichen Anhydrit- und Gipsausscheidungen wie schließlich auch die Fossilarmut bzw. Fossilfreiheit dieser Sedimente.

Die hier häufiger, dort weniger zu beobachtenden Abweichungen von diesen Grundzügen beruhen offensichtlich nicht auf der Entfernung der einzelnen Vorkommen innerhalb des Kontinentes von der nächstgelegenen Meeresküste, wie aus den nachstehenden Ausführungen zu entnehmen ist.

Hinsichtlich der Verteilung von Land und Meer zur Permzeit ergibt sich für das vorliegende Gebiet nach den bisher vorhandenen Unterlagen folgendes Bild. Durch die variskische Faltung war ein Kontinent entstanden, der zur Zeit des Unterperm den westlichen Mittelmeerraum, West-, Mittel- und Nord-

europa wie die Westhälfte von Osteuropa umfaßte. Das Meer stand zu Beginn des Perm im Nordatlantik zwischen Grönland und Norwegen. Von hier hatte es eine Verbindung zur Uralsenke bis in das südliche Rußland. Das mediterrane Meer umfaßte in seiner Ost-West-Erstreckung auch noch die östliche Hälfte des Mittelmeerraumes etwa bis zur Höhe der Donau und westwärts bis zum Südostrand der Alpen. Von hier entsandte es unter Aussparung des größten Teiles von Italien und des Tyrrhenischen Meeres einen schmalen Ausläufer nach Nordwesten. Innerhalb des von diesen Meeren umgebenen Kontinentes weisen die Schichten des zuvor genauer definierten, unteren Abschnittes des Perms in jenen Vorkommen, die innerhalb des behandelten Gebietes am weitesten kontinentalwärts liegen wie z. B. im Becken von Autun, im Saar-Nahe-Gebiet oder im Harz, keine wesentlichen Unterschiede zu jenen auf, die z. B. der südlichen Küste wesentlich benachbarter lagen z. B. die zeitgleichen Ablagerungen im Becken der Bergamasker Alpen. Für das jüngere Perm trat jedoch eine bemerkenswerte Veränderung dieser Verhältnisse ein, als von Norden her das Zechsteinmeer einbrach und bis zum Nordrand des böhmisch-vindelizischen Festlandes und aus dem östlichen Mittelmeerraum westwärts das Bellerophonmeer in den Bereich der südlichen Alpen vordrangen. Hiedurch wurde in Mitteleuropa der Kontinent gegenüber seiner früheren Ausdehnung erheblich verkürzt. Es besteht daher die Möglichkeit, daß durch die sehr benachbarte Lage zur Küste z. B. in Süddeutschland, bei gleichzeitiger Relieferniedrigung, die Bildung der hier auftretenden Dolomitausscheidungen usw. begünstigt wurde.

Für die bestehenden Unterschiede innerhalb der Schichtabfolgen zwischen den einzelnen Becken spielt aber nach Auffassung des Verfassers das Relief eine weitaus entscheidendere Rolle. Seine Existenz und sein Wechsel in den Höhenverhältnissen wird durch die Beschaffenheit wie Ausdehnungen der Sedimente dargestellt. Leider lassen sich trotz einiger Versuche keine genaueren, relative wie absolute Höhenangaben ermitteln. Im untersten Perm wie an der Wende Unter/Ober-Rotliegendes dürften die Höhenunterschiede stellenweise jedoch so groß gewesen sein, daß das Relief hier und dort als Regenfänger usw. dienen konnte und somit die in seinem Regenschatten liegenden Becken trockenere Verhältnisse aufwiesen als jene, die in seinem Vorland lagen. Es ist bemerkenswert, daß trotz dieser Reliefverstärkungen zu den oben erwähnten Zeiten sich dennoch das jeweils vorherrschende Klima durchzusetzen vermochte, wie die Beschaffenheit usw. der am meisten verbreiteten Sedimente beweist. Infolgedessen kommt in manchen Becken gegen Ende des mittleren Unterrotliegenden z. B. der Lebacher Zeit im Saar-Nahe-Distrikt, allgemein gegen Ende des mittleren oberen Perm das Klima voll zur Auswirkung, als die Reliefunterschiede durch Beckenauffüllung wie durch Abtragung der Liefergebiete schon weitgehend ausgeglichen waren. Somit müssen bei den Versuchen einer Gleichstellung von Profilen aus verschiedenen Becken die Wechselwirkungen zwischen Relief und Klima, soweit es überhaupt möglich ist, berücksichtigt werden, was auch bei der zuvor geschilderten Korrelation der einzelnen Profilabschnitte aus dem Verrucano wie dem Rotliegenden geschehen ist.

Das Relief wird nun andererseits auch weitestgehend durch die tektonischen Bewegungen bestimmt. Sie spielten sich bevorzugt im Verlauf des Unterrotliegen-

den und am Ende dieser Zeit in Mitteleuropa und im Eopermien im Gebiet des Verrucano ab, wobei sie hier und dort mit einem stärkeren Vulkanismus verbunden waren. Sie werden durch Winkel- wie kartographischen Diskordanzen, Anlage von Störungen usw. belegt. Ihr Höhepunkt in Verbindung mit der saalischen Phase wird zur Grenzziehung zwischen Unter- und Oberrotliegendem benutzt, wobei man sich mangels geeigneterer Bezugshorizonte bewußt bleiben muß, daß die zeitliche Übereinstimmung dieser Bewegungen in den einzelnen Becken nicht überall eindeutig gewährleistet ist.

Die gemeinsame Berücksichtigung dieser tektonischen Ereignisse, des durch sie entstandenen Reliefs und die Widerspiegelung der Wechselwirkung zwischen ihm und dem jeweils herrschenden Klima in den abgelagerten Sedimenten geben jedoch Möglichkeiten, größere Zeiteinheiten im Perm vergleichend über größere Räume hinweg in den einzelnen Profilen auszuscheiden, wie der zuvor unternommene Versuch bei allen erforderlichen Vorbehalten gezeigt hat.

Literatur

- VAN BEMMELEN, R. W. (1957): Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) 1. Teil. — Jb. Geol. B.-A. Wien, 100, 2. H., S. 179—212, Wien 1957.
- BLOCH, I. P. (1966): Le Permien du Domaine Briançonnais Ligure. Essai de Chronologie des formations antétriassiques. — Atti del Symposium sul Verrucano, S. 99—115, Pisa 1966.
- BORDET, P. (1951): Étude géologique et pétrographique de l'Estérel. — Mém. Carte géologique France, S. 1—207, Paris 1951.
- BORDET, P. (1966): L'Estérel et le Massif de Tanneron. — Géol. Rég. France, X, Paris 1966.
- V. BUBNOFF, S. (1941): Einführung in die Erdgeschichte. I. Teil. — Berlin 1941.
- CASSINIS, G. (1963/64): Il problema e le caratteristiche del limite Carbonifero-Permiano in Val Trompia (Lombardia orientale). — Atti Ist. Geol. Uni. Pavia, 14, S. 69—73, Pavia 1963/64.
- CASSINIS, G. (1965/66): Rassegna delle Formazioni Permiani dell Alta Val Trompia (Brescia). — Atti Ist. Uni. Pavia, XVII, S. 50—66, Pavia 1965/66.
- CASSINIS, G. (1966): La Formazione di Collis nell area tipica dell Alta Val Trompia (Permiano inferiore Bresciano). — Riv. Ital. Paleont., 72, S. 507—588, Milano 1966.
- DEUBEL, FR. (1959/60): Das Untere Perm in Thüringen und angrenzenden Gebieten. — Wiss. Ztschrift. Friedrich Schiller. Uni. Jena, 9, H. 5, Math. Natur. Kl., Jena 1959/60.
- DOUBINGER, J. (1956): Contribution a l'étude des flores autunostephaniennes. — Soc. géol. Fr., N. S., XXXV, mém. Nr. 75, Paris 1956.
- DOUBINGER, J. (1963): Notes palynologiques sur le Permien de Lodève (Hérault). — C. R. somm. Soc. géol. France, 6, S. 201—203, Paris 1963.
- FABRE, J. & FEYS, R. (1966): Les séries bariolées du Massif de Rochaille, leurs rapports avec le „Verrucano“ de Briançon et les „Permiens“ de Maurienne et de Tarentaise. — Atti del Symposium sul verrucano, S. 143—169, Pisa 1966.
- FALKE, H. (1954): Leithorizonte, Leitfolgen und Leitgruppen im pfälzischen Unterrotliegenden. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 99, S. 298—360, Stuttgart 1954.
- FALKE, H. (1969): Zur Paläogeographie der Randgebiete des nördlichen Oberheingrabens zur Zeit des Rotliegenden. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 97, S. 130—151, Wiesbaden 1969.
- FEYS, R. & GREBER, CH. (1969): L'Autunien et le Saxonien en France. — Im Druck.
- FISCH, W., & RYF, W. (1966): Der Verrucano in den Glarner Alpen. — Atti del Symposium sul Verrucano, S. 233—244, Pisa 1966.
- GARRIC, J., HERY, B., & VETTER, P. (1964): Bassin de Decazeville. Bassin de Lodève. — 5 è. Congr. intern. Strat. géol. Carbonif. Voyage d'étude, Nr. 4, S. 63—91, Paris 1963.
- GEINITZ, H. B. (1861): Dyas oder die Zechsteinformation und das Rothliegende. — Leipzig 1861.
- GEINITZ, H. B. (1884): Die Grenzen der Zechsteinformation und der Dyas überhaupt. — Z. deutsch. geol. Ges., 36, S. 674—676, Berlin 1884.

- Hess, W. (1953): Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraéle (Graubünden). — *Eclg. geol. Hel.*, 46, S. 39—142, Zürich 1953.
- VAN HILTEN, D. (1960): Geology and Permian Paleomagnetism of the Val-Di-Non- Area w. Dolomites Italy. — *Geologica Ultr. Mededl. von tet Min.-Geol. Inst. Rijksuni. Utrecht*, Nr. 5, Utrecht 1960.
- v. HOYNINGEN-HUENE, E. (1960 a): Das Permokarbon im östlichen Harzvorland. — *Freiberg. Forsch. H.*, C 93, Geol. S. 1—116, Berlin 1960.
- v. HOYNINGEN-HUENE, E. (1960 b): Jungpaläozoische Krustenbewegungen im Harzvorland. — *Geol. Jg.* 9, S. 759—767, Berlin 1960.
- KAHLER, F. (1959): Sedimentation und Vulkanismus im Perm Kärntens und seiner Nachbarräume. — *Geol. Rdsch.*, 48, S. 141—147, Stuttgart 1959.
- KATZUNG, G. (1968): „Perm“ im „Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik“. — Berlin 1968.
- KRUSEMANN, G. P. (1962): Étude paleomagnetique et sédimentologique du Bassin permien de Lodève (Hérault-France). Thèse Uni. Utrecht 1962.
- MICHARD, A., & VIALON, P. (1966): Permo-Trias s. l. et Permo-Carbonifère métamorphisés des Alpes Cottiennes internes: les Facies „Verrucano“ et le séries volcano-détritiques du Massif Dora-Maira. — *Atti del Symposium sul Verrucano*, S. 116—135, Pisa 1966.
- PICHLER, H. (1959): Neue Ergebnisse zur Gliederung der Unterpermischen Eruptivfolge der Bozener Porphyry-Platte. — *Geol. Rdsch.*, 48, S. 112—131, Stuttgart 1959.
- PRUVOST, P. (1947): Art des Mines et Géologie: Bilan d'une collaboration. — C. R. Congrès. Centenaire de l'Association des Ing. de Liège, Liège 1947.
- SCHMASSMANN, HJ., & BAYRAMGIL, O. (1945): Stratigraphie, Petrographie und Paläogeographie der Perm-Formation im Schweizerischen Tafeljura und die Steinkohlenfrage der Nordschweiz. — *Tätigkeitsber. Naturforsch. Ges. Baselland*, 15, S. 1—114, Liestal 1945.
- DE SITTER, L. U. (1963): La structures des Alpes Lombardes. Livre à la Mém. de P. Fallot. T. II, Soc. Géol. France, Paris 1963.
- DE SITTER, L. U., & DE SITTER-KOOMANS, C. M. (1949): The geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy. — *Leid. geol. Med.*, De. XIV, S. 1—257, Leiden 1949.
- STEININGER, S. (1840): Geognostische Beschreibung des Landes zwischen der unteren Saar und dem oberen Rhein. — Verlag Lug'sche Buchhandlung, Trier 1840.
- TILLMANN, H. (1964): Das Perm und die Permtrias in Nordostbayern. — *Erl. z. geol. Karte von Uayern 1 : 500.000*, S. 29—38, München 1964.
- TRÜMPY, R. (1966): Considérations générales sur le „Verrucano“ des Alpes Suisses. — *Atti del Symposium sul Verrucano*, S. 212—232, Pisa 1966.
- VISSCHER, H. (1968): On the Thuringian age of the upper palaeozoic sedimentary and volcanic deposits of the Esterel (Southern France). — *Reviews of Palaeobotany and Palynology*, 6, S. 71—83, Amsterdam 1968.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 33—34	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 33—34	Wien, März 1972

Möglichkeiten der Stratigraphie im „Permoskyth“

Von W. KLAUS *)

Das stratigraphische Problem liegt in der lithologischen Ähnlichkeit gewisser Schichtfolgen des Perm sowie der Unteren Trias und deren Fossilarmut an manchen Stellen.

Dünnbankige tonige Zwischenlagen in roten Sandsteinen, Evaporite, wie Stein- und Gips, gelegentlich auch Tuffite enthalten fossile Pflanzensporen in großer Menge. Zur Identifizierung des Oberen Perm sowie besonders zur Unterscheidung gegenüber der Untertrias scheinen sie bei ausreichender Vergesellschaftung geeignet, wie Vergleichsuntersuchungen im Gebiet des Zechstein, Buntsandstein und Muschelkalk einerseits sowie der Grödner, Bellerophon, Seiser-, Campiler Schichten und Recoaro andererseits gezeigt haben. Es handelt sich vorwiegend um Sporenspektren mit geflügelten Formen, welche auf Grund bevorzugter Flugfähigkeit gleichmäßige Verteilung über weite Strecken gewährleisten. Im europäischen Mittel- und Oberperm treten fast keine Faziesunterschiede auf. Auch in Unter- und Mitteltrias sind sie noch geringfügig. Selbst das Kanadische und Nordamerikanische Perm (Flowerpot-formation) ist mit dem europäischen gut vergleichbar. Diese Erfahrungen wurden zur Alterseinstufung verschiedener Ablagerungen des sogenannten „Permoskyth“ der Nordalpen ausgewertet.

Die alpinen Salzlagerstätten Hallstatt, Hallein, Bad Aussee enthalten im sogenannten „Haselgebirge“ Sporen des Oberen Perm. Auch der letzte Rest jener problematischen Gesteine, welche bisher dem Skyth zugeordnet wurden, nämlich die sogenannte Werfener Schiefer-Einlagerung im Hallstätter Salzberg enthält Sporen des Oberen Perm. Dagegen führen gewisse tonige Zwischenlagen in roten Sandsteinen der Gailtaler Alpen, welche gelegentlich als Äquivalente des Grödner Sandsteins gedeutet wurden, keineswegs die zu erwartende Sporengesellschaft, so daß Oberperm für den Gailbergsattel, die Gipse von Laas und gewisse Abschnitte im Bereich des Langenbergtunnels ausgeschlossen werden können.

In neuer Zeit steht der Perm-Skyth-Stratigraphie, sofern Gipse vorkommen, noch eine weitere Check-Methode zur Verfügung:

Die Schwefelisotopenbestimmung. Es zeigt sich, daß die Gipse des Oberen Perm völlig andere Schwefelisotopenverhältnisse beinhalten als jene der Untertrias. Die Isotopenverhältniskurve läßt eine völlig klare Unterscheidung zu. Der erste Test dieser Methode hat für das gipshältige Haselgebirge von Hallstatt eindeutig **O b e r e s P e r m** ergeben.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. W. KLAUS, Institut für Paläontologie, Lehrkanzel für Paläobotanik, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

Ähnlich wie im Quartär die Pollenanalyse im Verein mit Kohlenstoffisotopenuntersuchung, vermag die stratigraphische Palynologie im Perm und Skyth zusammen mit der Schwefelisotopenmethode geochronologische Anhaltspunkte zu liefern.

Literatur

- ANGER, H.: Zur Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken (Kärnten). — Sitzber. d. Österr. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 174, Wien 1965.
- BEMMELEN, R. W.: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten Österreich), I. Teil. — Jb. Geol. B.-A. Wien, 100, Wien 1957.
- HOLSER, W. T., & KAPLAN: Isotope Geochemistry of Sedimentary Sulfates. — Chem. Geo., 1 (1966), S. 93—135.
- KLAUS, W.: Mikrosporenstratigraphie der ostalpinen Salzberge. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1953.
- KLAUS, W.: Sporen aus dem südalpinen Perm. — Jb. Geol. B.-A. 106, Wien 1963.
- KLAUS, W.: Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrungen. — Erdöl-Zeitschr., H. 4, Wien-Hamburg 1964.
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgression-Serie der Gailtaler Alpen. — Exkursionsführer, Verrucano-Symposium 1969.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariszische Transgressions-Serie im Bergland östlich von Magdalenberg. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14—15, 163—64, Wien 1965.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des Haselgebirges. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1964, Stuttgart 1964.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 35—45	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 35—45	Wien, März 1972

Mittelpermische Klastite und deren marine Altersäquivalente in Slowenien, NW Jugoslawien

VON ANTON RAMOVŠ *)

Mit 4 Tafeln und 1 Abbildung

Im Mittelperm (= Trogkofel- und Sosio-Stufe) bestanden im Gebiet Sloweniens zwei verschiedene Sedimentationsräume: Einerseits jener der stark überwiegend klastischen Fazies, andererseits aber der der kalkigen Riffausbildung.

Dem grauen, rosa und roten Trogkofel-Riffkalk mit sehr artenreicher Trogkofel-Brachiopoden-Fauna und gesteinsbildenden Fusuliniden (Taf. 1) in der Teufelsschlucht (Dolžanova soteska) oberhalb Tržič steht in den Karawanken, Savefalten und in der Umgebung von Ortnek und Kočevje eine überwiegend klastische Entwicklung der Trogkofel-Stufe gegenüber. In der klastischen Schichtfolge überwiegen dunkelgraue Tonschiefer, sandige Schiefer und schiefrige Sandsteine. In der Sandstein-Abfolge schalten sich oft weiße Quarzkonglomerate ein. In der klastischen Abfolge sind besonders wichtig die Körper dunkelgrauer bis

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. ANTON RAMOVŠ, Katedra za geologijo in paleontologijo, Ljubljana, Aškerčeva 12.

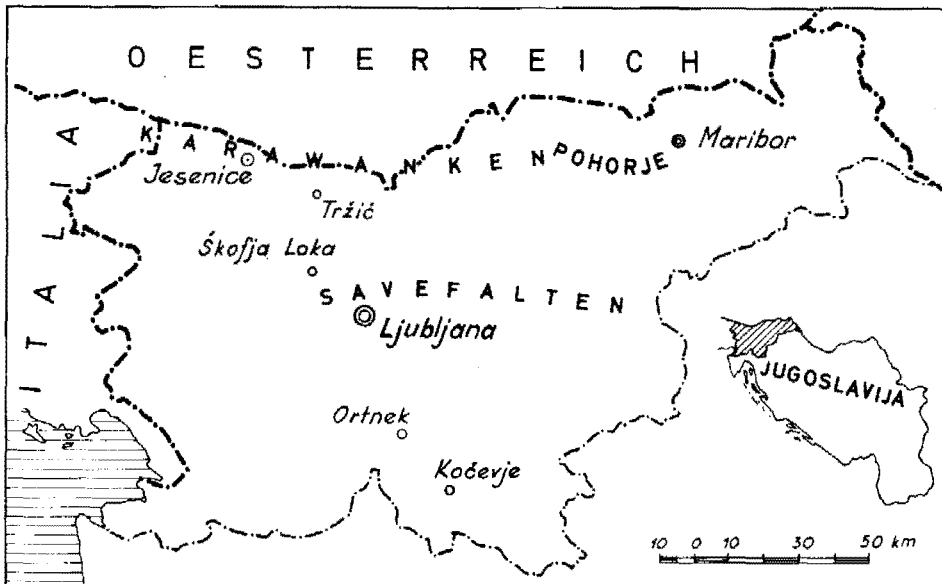


Abb. 1. Die Fundorte und Gebiete mit mittelpermischen Klastiten und deren marinen Altersäquivalenten in Slowenien.

schwarzer Riffkalke mit interessanten Faunengemeinschaften (Taf. 2, Taf. 3, Abb. 1 und 2), die uns bisher aus den bunten Trogkofel-Riffkalken noch unbekannt sind. In die Schiefer-Sandstein-Folge schalten sich häufig noch Kalkbrekzien und Kalkkonglomerate, seltener Quarzkonglomerate mit untergeordneten Kalkresten, ein. Diese Klastite enthalten das Trümmermaterial verschiedener Oberkarbon-, Unter- und Mittelpermkalke sowie Quarz- und Lyditgerölle. Die Zusammensetzung der Konglomerate spricht dafür, daß auch die Quarz- und Lyditgerölle dem aufgearbeiteten oberkarbonischen Untergrund angehören.

Auch im Velebit-Gebirge und in der Lika (SW Kroatien) entspricht der Trogkofel-Stufe der Karawanken eine bis 800 m mächtige klastische Schichtfolge.

In der Sosio-Stufe der Karawanken, Mittel- und Südsloveniens überwiegen in der Mächtigkeit stark variierende rote, violette, grüne oder graue glimmerig-sandige Schiefer, Quarzsandsteine und Quarzkonglomerate des Grödener Typus und werden von den karbonatischen Gesteinen des Oberperms überlagert. Sie sind von einigen 10 m bis 900 m mächtig.

In der bunten klastischen Schichtfolge ist keine Spur von einer Quarzporphyr-Decke vorhanden. Deshalb schrieb KOSSMAT (1910, 24), „es fehlt daher die Möglichkeit, die Äquivalente des Grödener Sandsteines, welche wahrscheinlich die Hauptmasse ausmachen, von etwaigen Vertretern der vorporphyrischen Verrucano-Bildungen zu trennen“. Nach VETTERS (1937, 168) ist das Perm in den Save-Falten nur durch Verrucanokonglomerat und Grödener Sandstein vertreten. Auch im Velebit-Gebirge wurden ähnliche Bildungen eine Zeitlang als Verrucano bezeichnet. Von SALOPEK (1942, 237) wurde jedoch der Name Verrucano für die dortigen Bildungen durch den Namen Košna-Konglomerat ersetzt.

Im Quarzkonglomerat sind besonders Stücke eines dunkelvioletten Quarzkeratophyrs auffallend. In der Teufelsschlucht konnten bis über 20 cm lange, scharfkantige Stücke gefunden werden, südlich der Karawanken sind sie jedoch beträchtlich kleiner. In den Karawanken dürften sie einen kurzen Transportweg gehabt haben. Es ist auch wichtig, daß das Trümmermaterial der Eruptivgesteine immer größer ist als die Quarzgerölle und nie so gut gerundet. Es ist weiterhin bemerkenswert, daß im Quarz- und Kalkkonglomerat der klastischen Ausbildung der Trogkofel-Stufe sowie im Quarzkonglomerat des Oberkarbons Sloweniens nirgends Quarzkeratophyr-Stücke gefunden werden konnten. Danach dürfen die Eruptionen der Quarzkeratophyre unmittelbar vor der Ablagerung der tiefsten Grödener Schichten stattgefunden haben, sie sind mit der saalischen Phase zu verbinden. Es ist anzunehmen, daß die Eruptionen auch im Raum der Karawanken stattfanden, obwohl dort die primären Gesteine nicht bekannt sind.

Die im unteren Teil der Schichtsäule liegenden grünlichgrauen Sandsteine sind an einigen Stellen Uran- oder Kupfererz-führend. Die Sedimentation der Grödener Schichten spielte sich im kontinental-lagunären Bereich ab. Dafür sprachen auch linsenartige Konglomerat-Einlagerungen, die in häufiger Wechsellagerung mit den Sandsteinen vorkommen.

Während im bisher genannten Gebiet Sloweniens die klastischen Grödener Schichten nur der Sosio-Stufe angehören, gehen im östlichen Teil der Nordkara-

wanken und im Gebiet von Pohorje (Bachern) die roten klastischen Gesteine noch durch das Oberperm hindurch in die Seis-Schichten über. Diese Schichtfolge wird in den Ostkarawanken von den Campiler Schichten überlagert.

Im Süden des Uršlja gora (Ursulaberges) hat man nach TELLER (1896, 82) dort, wo die Schichten über das Grundgebirge übergreifen, echte Verrucanobildungen vor sich.

In den östlichen Julischen Alpen (in der Umgebung von Bled und Bohinjka Bela) wurden während der Sosio-Stufe die fossilreichen Neoschwagerinen-Schichten mit gesteinsbildenden Spongien und Kalkalgen (in einzelnen Gesteinsabschnitten), einer südostasiatischen Fusuliniden-Fauna und einer artenreichen Brachiopoden-Fauna abgelagert, die auf eine enge Beziehung zur Sosio-Fauna hinweisen. Korallen kommen im Gestein nur selten vor, noch seltener sind Trilobiten. Fast überall sind Crinoiden-Stielglieder zahlreich vorhanden. Die bedeutendsten Fossilien sind die fusuliniden Foraminiferen: *Dunbarula nana*, *Dunbarinella alpina*, *Kahlerina pachythea*, *Verbeekina verbeeki*, *V. volzi*, *Pseudodoliolina pseudolepida*, *Afghanella sumatrinaeformis*, *Neoschwagerina craticulifera*, *N. craticulifera multicircumvoluta*, *N. craticulifera occidentalis* (Taf. 4).

Besonders wichtig ist das Auftreten der Neoschwagerinenschichten in den Julischen Alpen, aus dem sich ergibt, daß die Neoschwagerininen- und Verbeekininen-Fauna noch im Alpenraum lebte. Die Fundstellen Bled und Bohinjka Bela bleiben jedoch auch weiterhin die einzigen Lokalitäten dieser Faunengemeinschaften im Alpenraum.

Dieses kalkige Äquivalent der klastischen Grödener Schichten stellt die Fortsetzung der Trogkofel-Riffkalk-Fazies dar und wird von den hellgrauen bis grauen Riffkalken, brekziösen Kalken und im Vorriff abgelagerten Kalkbrekzien und Kalkkonglomeraten gebildet. Im Oberperm bestand im Gebiet Sloweniens keine Riff-Fazies mehr; sie fand an der Wende Mittelperm—Oberperm ihr Ende.

Literatur

- GERMOVŠEK, C. (1954)2 Petrografske preiskave na Pohorju v letu 1952. — Geologija 2, Ljubljana, 191—210.
- GRAD, K., HINTERLECHNER-RAVNIK, A., & RAMOVŠ, A. (1962): Regionalna ispitivanja razvoja gredenskih slojeva u Sloveniji. — Referati V. savetov. geol. FNR Jugoslavije, Beograd, 77—81.
- KOCHANSKY-DEVIDÉ, V., & RAMOVŠ, A. (1955): Neoschwagerinski skladi in njih fuzulinidna favna pri Bohinjki Beli in Bledu. — Razprave Slov. akad. znan. in umetn., razr. IV, 3, Ljubljana, 359—424.
- KOSSMAT, F. (1910): Erläuterungen zur Geologischen Karte Bischoflack und Idria. — Geol. R. A., Wien, 101 S.
- RAMOVŠ, A. (1955): Die Neoschwagerinenschichten in den Julischen Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Stuttgart, 455—457.
- RAMOVŠ, A. (1966): Biostratigraphie der klastischen Entwicklung der Trogkofelstufe in den Karawanken und Nachbargebieten. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 131, Stuttgart, 72—77.
- SALOPEK, M. (1942): O gornjem paleozoiku Velebita u okolini Brušana i Baških Oštarija. — RAD Hrv. akad. znan. i umjetn. 274 (85), Zagreb, 218—272.
- TELLER, F. (1896): Erläuterungen zur Geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. — Geol. R. A. Wien, 262 S.

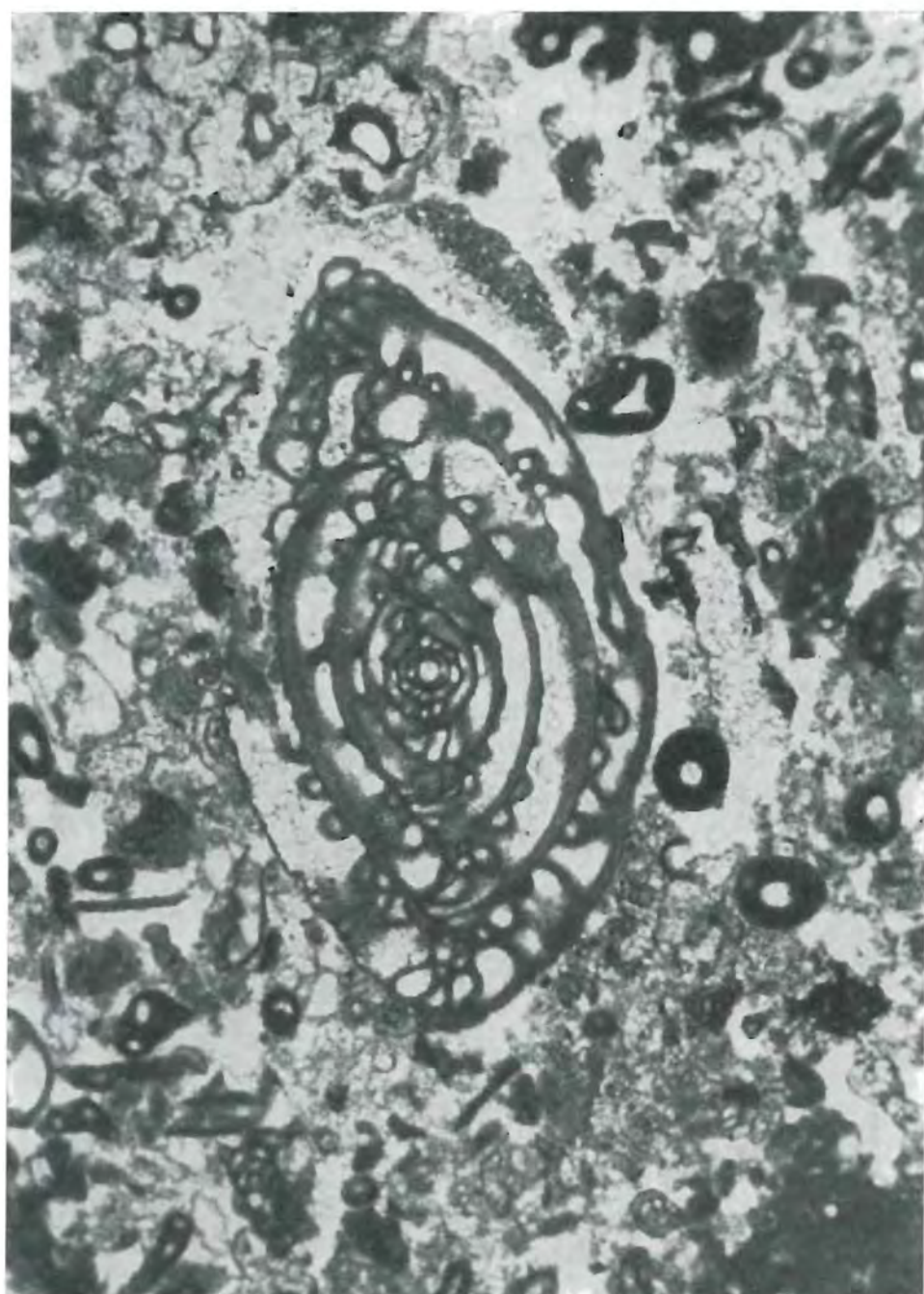
TAFEL 1

Fusulinidenkalk mit *Rugosofusulina* sp. und *Gyroporella* sp. Klassischer Trogkofelkalk, Trogkofel-Stufe, Mittelperm. Dolžanova soteska (Teufelsschlucht) oberhalb Tržič. 8×.



TAFEL 2

Darvasitenkalk mit *Darvasites citrus* Ramovš & Kochansky-Devidé, *Aeolissacus* sp. (schwarze Röhrrchen — sehr zahlreich) und Kleinforminiferen. Aus einer Kalklinse in der klastischen Entwicklung der Trogkofel-Stufe, Mittelperm. Östlich von Levstiki, Ortnek. 52×.



TAFEL 3

Fig. 1. Crinoidenkalk mit *Palermocrinus togatus* Ramovš & Sieverts-Doreck. Aus einem Riffkalk-Körper in der klastischen Entwicklung der Trogkofel-Stufe, Mittelperm. Pristava, Javorniski rovt. Etwas verkleinert.

Fig. 2. Korallenkalk mit *Carinthiaphyllum crasseseptatum* Gräf & Ramovš. Aus einem Riffkalk-Körper in der klastischen Entwicklung der Trogkofel-Stufe, Mittelperm. Ortnek. 6×.



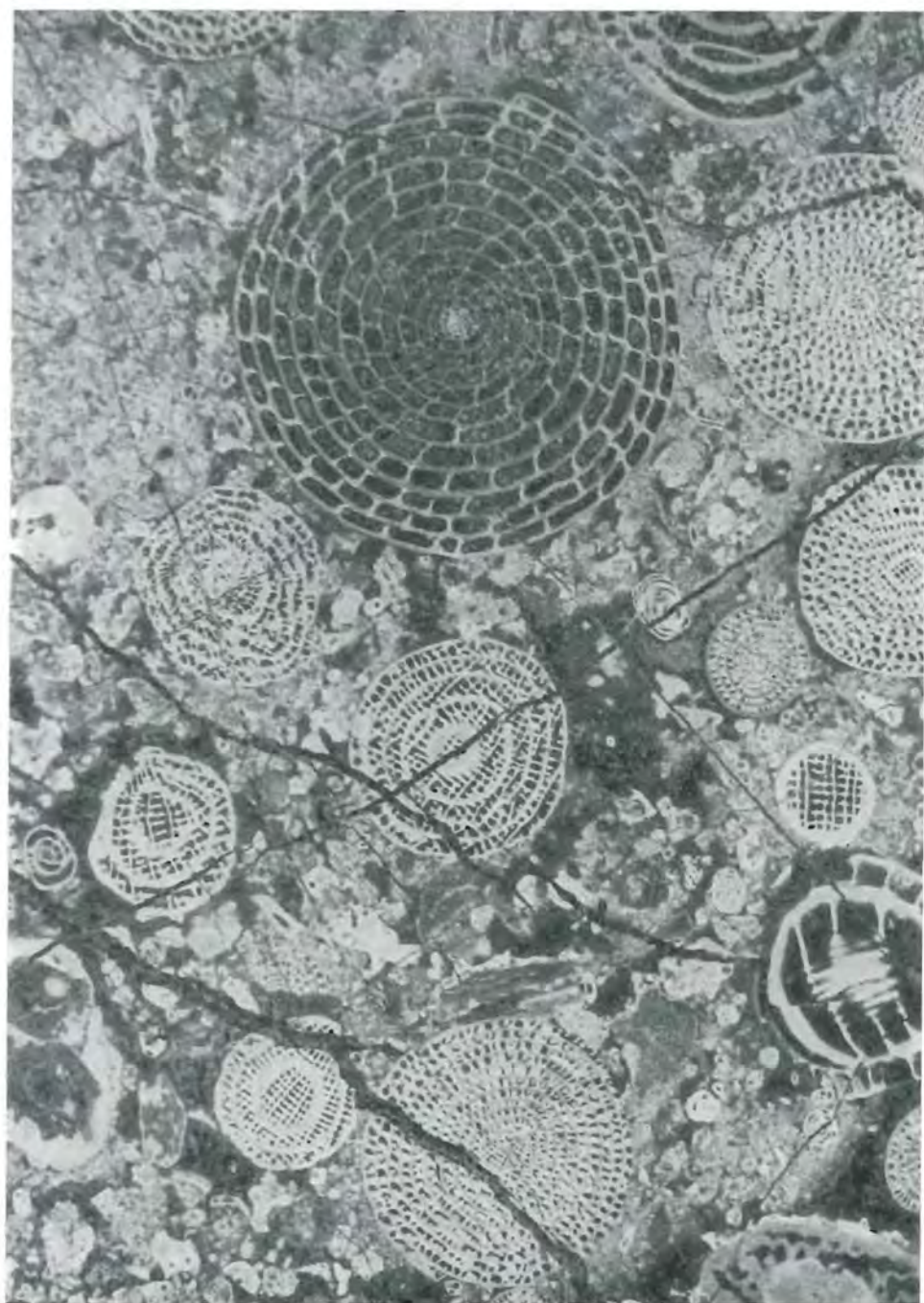
1

2



TAFEL 4

Neoschwagerinenkalk mit *Neoschwagerina craticulifera* subsp., *Verbeekina* sp. und *Kahlerina pachythea* Kochansky-Devidé & Ramovš. Sosio-Stufe, Mittelperm. Bohinjska Bela. 8,3×.



Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 47—74	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 47—74	Wien, März 1972

I conglomerati tardo-paleozoici post-ercinici delle Dolomiti*)

VON RENZO DAL CIN**)

Mit 5 Abbildungen und 4 Tabellen

Summary

A sedimentological-stratigraphical study was carried out on the late Paleozoic post-Hercynian conglomerates of the Dolomites: specifically, on the Ponte Gardena Conglomerate and on the Sesto conglomerates. The first one lies between the metamorphic basement and the atesine volcanic plateau, whereas the second ones are younger than the atesine volcanic plateau and form the lower part of the Val Gardena Sandstone.

The Ponte Gardena Conglomerate is an alluvial deposit formed essentially in two distinct environments: hills and piedmont. The hilly areas were crossed by short, shallow cuts within which very coarse, immature gravels were deposited, sometimes in mass (e. g. the Val Gardena, Val di Funes and Comelico outcrops). Close to the hilly areas there were vast valleys in which alluvial fans deposits (e. g. the upper Val Sugana and San Candido outcrops) formed at the mouths of the streams. The climate was warm and moderately semiarid. A number of considerations suggest that the conglomerates in the examined areas represent different ages. Some probably belong entirely to the Permian (up to the upper part of the Lower Permian, at the latest), while others can probably be attributed in part to the Upper Carboniferous.

The Sesto conglomerates (the lower Val Gardena Sandstone), outcropping in the northeastern Dolomites, also represent alluvial fans formed in a warm, semiarid climate. From their composition and textural characteristics it may be deduced that the source area underwent a tectonic uplift and, as a result, the Trogkofel Limestone, together with other rocks, was eroded.

Zusammenfassung

Das Waidbrucker Konglomerat (Verrucano Alpino der alten Autoren) der Dolomiten und das Konglomerat, welches im Sextental und im Comelico (Nordöstliche Dolomiten) das Liegende des Grödner Sandsteines bildet, wurden einer sedimentpetrographischen und stratigraphischen Untersuchung unterzogen.

Das Waidbrucker Konglomerat liegt diskordant dem kristallinen Grundgebirge auf und wird seinerseits von den Vulkaniten der Bozner Porphyryplatte überlagert. Seine Verbreitung ist unregelmäßig, die Mächtigkeit wechselnd: Sie erreicht maximal 200 m, übersteigt im allgemeinen jedoch nicht 50 m. Die Farbe ist grau oder graugrün, mitunter, besonders in höheren Anteilen, auch rötlich. Das Konglomerat besteht aus Quarz- und Kristallingeröllen in von Ort zu Ort stark wechselndem Mengenverhältnis (Tab. 1); in höheren Anteilen treten bisweilen auch Gerölle von Vulkaniten auf. Das Konglomerat ist entweder ungeschichtet oder undeutlich geschichtet; bei allgemein sehr geringer Sortierung weist es verhältnismäßig grobes Korn auf (Tab. 2 und Abb. 1). Die größten Gerölle erreichen im allgemeinen einen Durchmesser von 50 cm, mitunter

*) Lavoro eseguito col contributo finanziario del C. N. R. (Gruppo di ricerca per la Geologia dei Sedimenti). Ringrazio vivamente i Proff. P. LEONARDI e A. BOSELLINI per le utili discussioni sull'argomento.

**) Adresse: Prof. R. DAL CIN, Istituto di Geologia dell'Università, Ferrara (Italia).

aber auch von 2 m. Die Quarzgerölle sind meist wenig gerundet (Tab. 3) und weisen keinerlei Anzeichen einer Umlagerung auf (Abb. 2).

Im gesamten zeigt das Konglomerat im Grödental, im Villnösser Tal und im Comelico sehr geringe Reife in bezug auf Zusammensetzung und Textur; hier besitzt es geringe Ausdehnung und Mächtigkeit und füllt schmale Rinnen im Kristallin aus. Als reifer erweist sich das Konglomerat hingegen bei Innichen und in der oberen Val Sugana, wo es eine bedeutende Fläche einnimmt und lokal Mächtigkeiten bis zu 100 m erreicht.

Das Waidbrucker Konglomerat stellt eindeutig eine Wildbachablagerung dar. Sein Material entstammt der Abtragung des durch die variszische Orogenese geschaffenen Reliefs sowie zum Teil auch der ersten Förderprodukte des Vulkanismus des Etschraumes. Nach den sediment-petrographischen und stratigraphischen Merkmalen zu urteilen, ist das erwähnte Material im wesentlichen in zwei Räumen zur Ablagerung gelangt: in einem Hügelgebiet bzw. in einem, diesem vorgelagerten Flachland (Abb. 3). Das Hügelgebiet war von mäßig tiefen Rinnen mit räumlich beschränktem Einzugsgebiet durchzogen; diese wurden im Gefolge kurzfristiger, heftiger Niederschläge von einem Wasser-Schutt-Gemenge von hoher Dichte durchstört, aus dem sich grober, kaum bearbeiteter und mitunter ungeschichteter Schotter absetzte (Konglomerat des Grödental, des Villnösser Tales und des Comelico). Der Transportweg der Gerölle in diesen Wasserläufen von ausgesprochenem Wildbachcharakter dürfte einige hundert Meter bis 10 km betragen haben. Das Hügelgebiet grenzte an breite Täler, in denen sich, an der Mündung der Wildbäche, Schwemmkegel und ausgedehnte Schotterkörper abgelagerten (Val Sugana, Innichen). Die Komponenten dieser Absätze weisen eine mittlere Transportweite von 15 bis 50 km auf.

Der Anteil der Quarzgerölle (Abb. 4) und die Art des Transportes lassen erkennen, daß zu jener Zeit warmes, mäßig semi-arides Klima herrschte, in dem die chemische Verwitterung ziemlich stark wirksam war. Darin ist die Ursache für die geringe Schuttlieferung bei der Abtragung des alten variszischen Gebirges zu erblicken.

Außer dem Waidbrucker Konglomerat wurde auch jenes (das Sextner Konglomerat) untersucht, das mit Mächtigkeiten bis zu 200 m das Liegende des Grödner Sandsteins im Sextner Tal und im Comelico (Nordöstliche Dolomiten) bildet.

Das Sextner Konglomerat (Grödner Konglomerat Auct.) liegt konkordant dem Waidbrucker Konglomerat (z. B. bei Innichen) oder einer diskontinuierlichen Ignimbritdecke von rhodazitischem Chemismus auf (z. B. am Kreuzbergpaß) (Abb. 5). Es weist dunkelrote Farbe sowie dieselbe Struktur und Textur auf wie die reiferen Anteile des Waidbrucker Konglomerats. Von diesem unterscheidet es sich jedoch durch den Gesteinsbestand: Neben Quarz- und Kristallingeschieben enthält es Vulkanit-, Kalk-, Dolomitkalk-, Sandstein- und Silitgerölle. Die Karbonatgerölle sind fossilführend (besonders zahlreiche Fusulinidae) und stammen vom Trogkofelkalk der benachbarten Karnischen Alpen.

Auch das Sextner Konglomerat ist eine Wildbachablagerung, und zwar baut es Schwemmkegel auf, die in weite, am Fuß eines Reliefs gelegene Depressionen eingelagert sind. Das Klima verblieb weiterhin warm und semi-arid, wie sowohl aus dem Anteil an Quarzgeröllen (Abb. 4) als auch aus der Ausbildung von Kalkkrusten hervorgeht.

Das Sextner Konglomerat weist geringere Reife auf als das liegende, bei Innichen anstehende Waidbrucker Konglomerat; überdies enthält es neben Kalk-, Sandstein- und Silitgeröllen auch umgelagerte Quarzgerölle (Abb. 2) mit frischem Bruch. Diese Feststellungen legen den Schluß nahe, daß im Mittelperm der Lieferraum des Sextner Konglomerats von einer raschen, tektonisch bedingten Hebung betroffen wurde (ausklingende Bewegungen der saalischen Phase?), in deren Gefolge der Trogkofelkalk zusammen mit anderen Formationen des karnischen Raumes der Abtragung zum Opfer fielen.

Was andererseits das Alter des Waidbrucker Konglomerats betrifft, das bei Innichen konkordant vom Sextner Konglomerat überlagert wird, so ist es, zumindest teilweise, sicherlich permisch. Sehr wahrscheinlich jedoch sind nicht alle Vorkommen gleichaltrig; der Zeitpunkt des Beginnes bzw. des Endes der Sedimentation dürfte lokal verschieden gewesen sein und in Abhängigkeit gestanden haben von dem ständigen Wandel der Morphologie des postvariszischen Reliefs und der in den Dolomiten nicht überall gleichzeitig einsetzenden vulkanischen Tätigkeit. Vermutlich gehören demnach die Vorkommen zum Teil ausschließlich dem Perm an (wobei sie auf das Unterperm beschränkt sind); zum Teil dürften sie aber auch einen oberkarbonischen Anteil umfassen.

Riassunto

E' stato eseguito uno studio sedimentologico-stratigrafico dei conglomerati tardo-paleozoici post-ercinici delle Dolomiti e precisamente del Conglomerato di Ponte Gardena (giacente fra il basamento metamorfico e le vulcaniti atesine) e dei conglomerati di Sesto (posteriori alle vulcaniti atesine e costituenti la parte basale delle Arenarie di Val Gardena).

Il Conglomerato di Ponte Gardena è un deposito torrentizio formatosi essenzialmente in due distinti ambienti: il primo topograficamente poco rilevato, il secondo pedemontano. Le regioni rilevate erano attraversate da incisioni brevi e poco profonde nelle quali si depositava, talvolta in massa, materiale ghiaioso assai grossolano e poco maturo (affioramenti della Val Gardena, della Val di Funes e del Comelico). Accanto alle zone topograficamente rilevate esistevano vaste depressioni vallive entro le quali si formavano, allo sbocco dei torrenti, depositi di coni di deiezione ed estesi espandimenti alluvionali (affioramenti dell'alta Val Sugana e di S. Candido). Il clima era caldo e moderatamente semiarido. In base a considerazioni varie si ritiene probabile che i vari affioramenti di questa formazione non siano tutti contemporanei. Alcuni apparterrebbero completamente al Permiano (arrivando al massimo fino alle parte alta del Permiano inferiore) mentre altri sarebbero in parte da attribuire anche al Carbonifero superiore.

I conglomerati di Sesto (Arenarie di Val Gardena inferiori), affioranti nelle Dolomiti nord-orientali, rappresentano anch'essi dei depositi pedemontani formati in un clima caldo e semi-arido. Sulla base della loro composizione e delle loro caratteristiche tessiturali si deduce che il loro bacino di alimentazione subì, nel Permiano, un sollevamento tettonico in seguito al quale venne eroso, tra l'altro, il Calcare del Trogkofel.

Introduzione

Nella presente nota vengono esposti i risultati di uno studio sedimentologico e stratigrafico dei depositi conglomeratici permocarboniferi post-ercinici delle Dolomiti. In particolare vengono presi in considerazione il Conglomerato di Ponte Gardena (Verrucano Alpino, Conglomerato basale Auct.) e i conglomerati di Sesto (conglomerati delle Arenarie di Val Gardena, conglomerati di Val Gardena Auct.).

Il Conglomerato di Ponte Gardena (termine introdotto dalla Commissione Stratigrafica del Comitato Geologico d'Italia per indicare la formazione già nota col termine di Verrucano Alpino o di Conglomerato basale), giace fra il basamento scistoso-cristallino e le vulcaniti del piastrone porfirico atesino. Un suo studio sistematico sedimentologico-stratigrafico non era ancora stato compiuto. Tuttavia descrizioni di singoli affioramenti si trovano in pubblicazioni su aree più o meno estese (F. WOLFF, 1908; G. MERLA, 1931 b; G. MUTSCHLECHNER, 1933; GB. DAL PIAZ, 1934, 1942; W. HEISSEL & J. LADURNER, 1936; J. PIA, 1937; B. CASTIGLIONI, 1939; P. LEONARDI, 1943; G. B. TRENER, 1957; M. MITTEMPERGER, 1962; A. FUGANTI & G. MORTEANI, 1965; R. FELLERER, 1968). Descrizioni si trovano pure in monografie che interessano tutta o parte della regione dolomitica (R. KLEBELSBERG, 1935; P. LEONARDI, 1955; R. DAL CIN, 1967), o in lavori che prendono in considerazione l'intero periodo permocarbonifero (J. J. DOZY, 1935; G. P. GIANNOTTI, 1958; B. ACCORDI, 1959), oppure singoli aspetti di questa formazione (R. DAL CIN, 1963, 1966; P. LEONARDI, 1966).

Sull'origine di questa formazione si è discusso a lungo; secondo alcuni vecchi Autori si tratterebbe di depositi litorali. Tuttavia la maggior parte degli studiosi ritiene che il Conglomerato di Ponte Gardena sia di origine alluvionale. Ciò è

stato provato e confermato da R. DAL CIN (1963, 1966) in base alle caratteristiche tessiturali della formazione. Il Conglomerato di Ponte Gardena è un deposito torrentizio e rappresenta il primo prodotto (rimasto nelle Dolomiti) dello smantellamento subaereo dei rilievi innalzati dall'orogenesi ercinica e in qualche caso anche dei primi prodotti del vulcanesimo atesino permiano.

I conglomerati di Sesto (già noti come conglomerati delle Arenarie di Val Gardena o, più brevemente, come conglomerati di Val Gardena) costituiscono nelle Dolomiti la parte basale delle Arenarie di Val Gardena. Sono sempre assai poco potenti e molto discontinui eccetto che nella Val di Sesto e nel Comelico ove possono anche raggiungere spessori di 200 m. Sono di origine alluvionale come il Conglomerato di Ponte Gardena (R. DAL CIN, 1963) però, a differenza di questo, sono posteriori alle vulcaniti del piastrone porfirico atesino, giacendo sopra di esse.

Nelle Dolomiti, quindi, si possono distinguere stratigraficamente due complessi conglomeratici post-ercinici ambedue continentali e alluvionali: il primo, il più antico (Conglomerato di Ponte Gardena) sottostante alle vulcaniti atesine, il secondo (conglomerati di Sesto) sovrastante ad esse.

Stratigrafia

Le formazioni sedimentarie ed eruttive post-erciniche della regione dolomitica poggiano in discordanza sul basamento scistoso-cristallino pre-permiano. Quest'ultimo è formato in assoluta prevalenza da scisti di epizona costituiti per lo più da rocce filladiche e paragneiss, e subordinatamente da porfiroidi.

Sul basamento metamorfico, lungo una superficie di erosione assai irregolare, poggia con grande discontinuità e con potenza variabile il Conglomerato di Ponte Gardena (Verrucano alpino). Questa formazione, per lo più attribuita al Permiano inferiore ma da alcuni anche in parte al Carbonifero superiore, è generalmente ricoperta in concordanza dai livelli più antichi delle vulcaniti del piastrone porfirico atesino.

Le vulcaniti sono costituite da un gruppo inferiore formato per lo più da ignimbriti riodacitiche con lave andesitiche e riolitiche e loro tufi, e da un gruppo superiore costituito da ignimbriti riolitiche con ignimbriti riodacitiche, lave e tufi dacitici, riodacitici e riolitici (P. LEONARDI & M. SACERDOTI, 1967). La potenza media del complesso vulcanico si aggira sui 1000—1500 m. Alla base delle vulcaniti, sopra il Conglomerato di Ponte Gardena, si trova spesso un complesso piroclastico-sedimentario formato da tufi, arenarie tufacee, breccie tufacee, conglomerati a ciottoli prevalentemente vulcanici. Intercalazioni sedimentarie, soprattutto conglomeratiche e arenaceo-tufacee, non sono rare entro il complesso vulcanico stesso, specialmente nel gruppo inferiore.

Sulle vulcaniti atesine poggiano le Arenarie di Val Gardena, la cui parte basale è costituita talvolta da conglomerati di colore rossastro che di solito non superano i 5—10 m di potenza ma che nella Val di Sesto e nel Comelico superiore raggiungono spessori anche di 200 m (conglomerati di Sesto). Le Arenarie di Val Gardena (per lo più arenarie litiche e subordinatamente arcosiche), attribuite generalmente al Permiano medio, sono una formazione prevalentemente allu-

vionale, di colore rosso, rosso-giallastro e grigio, dello spessore variabile fra 0 e 600 m.

Ove le vulcaniti atesine sono assenti (Val di Sesto) i conglomerati di Sesto giacciono sul Conglomerato di Ponte Gardena. Qualora anche il Conglomerato di Ponte Gardena sia assente, il complesso delle Arenarie di Val Gardena poggia direttamente sul basamento scistoso-cristallino.

La sequenza vulcanica e sedimentaria continentale sopra accennata è infine ricoperta dai depositi evaporitici, di mare costiero e neritici della Formazione a *Bellerophon* (Permiano superiore).

A. Il Conglomerato di Ponte Gardena (Verrucano Alpino)

Affiora principalmente nelle seguenti località: a S. Candido (*Innichen*), in Val di Funes (*Villnöss*) e in Val di Eores (*Afers*), in Val Gardena, in Val d'Isarco presso Ponte Gardena (*Waidbruck*), presso Trento e nella conca di Pergine, nell'alta Val Sugana, nella zona di Cima d'Asta, nei pressi di Fiera di Primiero, nella zona del Passo di Cereda (*Agordino*), a Danta nel Comelico. Generalmente si tratta di depositi assai discontinui e isolati che vanno a riempire incisioni e depressioni negli scisti cristallini. L'ampiezza di tali incisioni, nella parte più svasata, è molto variabile andando da un minimo di qualche decina di m ad un massimo di qualche centinaio di metri, fino eccezionalmente ad 1 Km. Naturalmente questi dati si riferiscono a sezioni naturali che possono anche non essere perpendicolari all'asse dell'incisione, per cui l'ampiezza reale dovrebbe essere inferiore a quella osservata. Soltanto nell'alta Val Sugana, nell'Agordino e forse in Val di Sesto—Val Pusteria il conglomerato costituisce un affioramento pressoché continuo, che si estende per parecchi Km (soprattutto nell'alta Val Sugana). Tuttavia anche qui si osserva una notevolissima variabilità di potenza, segno evidente che il conglomerato si è depositato su di una superficie accidentata. Lo spessore del Conglomerato di Ponte Gardena generalmente è compreso fra 10 e 60 m. Raggiunge potenze maggiori soltanto nella zona di Fiera di Primiero—Passo Cereda ove sono affioramenti di 200 m di spessore (presso Sagron), e nell'alta Val Sugana ove raggiunge punte di 150 m. Esso giace, spesso in discordanza angolare rispetto alla scistosità (specialmente in Val di Sesto, Comelico, Val Sugana), sugli scisti cristallini lungo una superficie di erosione. In corrispondenza di questa superficie gli scisti cristallini non presentano intensi fenomeni di alterazione in ambiente continentale.

Composizione e colore. Il Conglomerato di Ponte Gardena è costituito quasi esclusivamente da ciottoli di scisti cristallini e di quarzo. La sua origine è perciò evidente; esso deriva dallo smantellamento del sottostante basamento scistoso-cristallino. Il rapporto: quarzo/scisti cristallini è assai variabile da zona a zona; in generale i ciottoli di quarzo sono prevalenti su quelli di scisti cristallini nell'alta Val Sugana e a S. Candido, vale a dire lungo i bordi sud-occidentale e nord-orientale della regione dolomitica. In tutti gli altri affioramenti vi è una netta prevalenza dei ciottoli di scisti cristallini. Al di sopra di una certa dimensione, che si colloca intorno a 40 cm, gli elementi di quarzo praticamente scompaiono.

Località	Scisti	Quarzo	Effusive	100 x quarzo	
	crisi. %	%	%	quarzo+scisti	
Ponte Gardena	71	29		29	%
Bus in Gardena (Val Gardena)	83	17		17	%
S. Pietro (Val Funes)	79	14	7	15	%
Prati di Monte (Val Funes)	83	12	5	13	%
Danta (Comelico)	77	23		23	%
Agordino	82	18		18	%
Civezzano (Trento)	52	48		48	%
C. ^{ma} Mezzodi' (Val Sugana)	43	57		57	%
M. Fravort (Val Sugana)	55-20	45-80		45-80	%
S. Candido	55-40	45-60		45-60	%

Tab. 1. Composizione litologica del Conglomerato di Ponte Gardena. L = 2—10 cm. Geröll-zusammensetzung des Waidbrucker Konglomerats. L = 2—10 cm.

In generale ad un aumento della quantità del quarzo si accompagna un aumento, fra gli scisti cristallini, della percentuale delle quarziti, dei porfiroidi e dei paragneiss, vale a dire di quegli scisti che presentano una maggior resistenza all'usura, all'urto (e, in parte, alla alterazione chimica), ed una minore fissilità.

La matrice del conglomerato nella Val Sugana e a S. Candido è in generale un'arenaria assai grossolana, derivata principalmente dalla triturazione di rocce filladiche. Nelle altre località la matrice è per lo più arenacea e arenaceo-siltosa. Il grado di indurimento del conglomerato è variabile da zona a zona e talvolta in uno stesso affioramento può diminuire andando dal basso verso l'alto. Nel complesso esso è marcato nei conglomerati di S. Candido e in alcuni affioramenti della Val Sugana. E' generalmente debole nei conglomerati dell'Agordino, del Comelico, della Val Gardena e della Val di Funes.

In molti affioramenti di Conglomerato di Ponte Gardena, generalmente nelle parti più alte al contatto con le sovrastanti vulcaniti, compaiono anche scarsi elementi di rocce eruttive. Si tratta per lo più di ciottoli di ignimbriti riodacitiche, di andesiti e rioliti e di qualche tufo. In pratica sono rappresentati i termini più antichi del complesso delle vulcaniti atesine.

In piccola parte quindi i livelli superiori del Conglomerato di Ponte Gardena possono derivare anche dall'erosione dei primi prodotti del vulcanesimo atesino ed essere perciò contemporanei a questi.

In alcuni affioramenti dell'Agordino sono stati infine segnalati (R. FELLERER, 1968) anche rari ciottoli di dolomia calcarea di dubbia provenienza ed età e comunemente pre-permiani (forse devoniani).

In tab. 1 viene riportata la composizione litologica di alcuni livelli (generalmente della parte mediana) dei principali affioramenti di conglomerato di Ponte

Gardena delle Dolomiti. Le percentuali riportate si riferiscono solo ai ciottoli con lunghezza compresa fra 2 e 10 cm.

Il colore della formazione è per lo più grigio o grigio-verde. Soltanto in singole parti di alcuni affioramenti è rossastro, con toni che vanno dal rosa pallido al rosso scuro. La colorazione rossastra, quando è presente, si manifesta soprattutto nelle parti alte della formazione e si accompagna di solito alla comparsa di ciottoli vulcanici. A volte si possono notare anche alternanze di fasce rossastre con fasce grige o grigio-verdi.

Colorazioni rosse o debolmente rossastre sono talora visibili anche in alcuni ciottoli di quarzo dei conglomerati grigi o grigio-verdi.

Strutture sedimentarie. La stratificazione nel Conglomerato di Ponte Gardena è spesso assente. Quando è presente è per lo più poco evidente, irregolare e discontinua. Si tratta generalmente di strati e soprattutto banchi mal delimitabili, la cui individualità è messa in luce soprattutto da variazioni verticali della granulometria. In generale la stratificazione è relativamente più evidente nei livelli più alti della formazione e negli affioramenti di S. Candido e della Val Sugana, che, come abbiamo visto, presentano una maturità di composizione (e, come vedremo più avanti, anche tessiturale) più elevata. In buona parte degli affioramenti della Val Gardena, di Funes, dell'Agordino, di Danta e anche dell'alta Val Sugana (parte basale della formazione), si osservano ammassi caotici di elementi di taglia diversissima (dal silt ai massi e spesso ai blocchi) mescolati insieme senza alcuna disposizione preferenziale.

In senso laterale i singoli banchi si assottigliano abbastanza rapidamente scomparendo per lo più in meno di 100 m e talvolta addirittura in pochi m. Inter-calazioni di arenarie, per lo più grossolane, non sono rare specialmente nelle parti più alte della formazione; il loro spessore è generalmente compreso fra 5 e 50 cm. Esse si presentano spesso spiccatamente lentiformi, specialmente nell'affioramento di S. Candido.

Le stratificazioni incrociate non sono molto frequenti né evidenti. Quelle di gran lunga più diffuse sono le stratificazioni incrociate piane (E. D. MCKEE e G. W. WEIR, 1953) e del tipo α , β e γ (J. R. L. ALLEN, 1963). Piuttosto rare quelle a festoni (tipo θ e π di J. R. L. ALLEN, 1963).

Sono presenti anche strutture tipo „acciottolato“ (pavage) che a volte suddividono nettamente fra loro ammassi conglomeratici caotici. Queste strutture sono talora visibili anche negli affioramenti più o meno stratificati.

Esempi di „grappoli di ciottoli“ (pebble clusters) (R. DAL CIN, 1968 a), in grado di offrire buone indicazioni sulla direzione del trasporto, sono talvolta presenti soprattutto nei depositi più grossolani.

Caratteristiche tessiturali. La granulometria del Conglomerato di Ponte Gardena è assai variabile da zona a zona e, nello stesso affioramento, varia lateralmente e soprattutto verticalmente. In generale, nei livelli conglomeratici, la frazione degli elementi con lunghezza superiore o uguale ad 1 cm supera il 50% (Tab. 2). I ciottoli sono per lo più addensati, soprattutto negli affioramenti di S. Candido, della Val Sugana, dell'Agordino, di Danta e di

Ponte Gardena. In Val di Funes e in Val Gardena si notano spesso ciottoli, massi e blocchi isolati e imballati entro materiale più fine, soprattutto arenaceo e subordinatamente arenaceo-siltoso.

La grossolanità, espressa dalla mediana, non varia eccessivamente da un affioramento all'altro (Tab. 2) ed in generale, nell'ambito di uno stesso affioramento, decresce andando dal basso all'alto. Variano notevolmente invece, da zona a zona, la percentuale dei blocchi (elementi di dimensioni $>$ a 25,6 cm) e le dimensioni degli elementi più grossi osservati. In particolare negli affioramenti della Val Gardena e della Val di Funes ci sono elementi con lunghezza

Località	Md	He	% Ciottoli \geq 1 cm
<u>Conglomerato di Ponte Gardena</u>			
Ponte Gardena	3,2	1,6	70,8
Bus in Gardena (Val Gardena)	1,4	1,3	60,9
S. Pietro (Val Funes)	1,0	2,0	50,0
Prati di Monte (Val Funes)	1,9	1,0	64,6
Danta (Comelico)	1,6	1,2	58,9
Agordino	2,3	1,2	66,9
C.ma Mezzodi' (Val Sugana)	1,2	1,0	52,3
M. Fravort (Val Sugana)	1,1	0,8	52,9
S. Candido	1,7	1,2	66,8
S. Candido	2,8	1,0	69,0
<u>Conglomerati di Sesto</u>			
M. Covolo (parte alta)	1,7	1,2	62,1
M. Covolo (parte basale)	2,2	0,8	65,3

Tab. 2. Caratteristiche granulometriche del Conglomerato di Ponte Gardena e dei conglomerati di Sesto.

Kornverteilung des Waidbrucker und des Sextner Konglomerats.

superiore anche ai 2 m. Alcuni elementi con lunghezza fra 50 cm e 1 m si osservano negli affioramenti di Danta e nella parte basale dell'affioramento di Civezzano (alta Val Sugana). In tutti gli altri affioramenti gli elementi più grandi superano assai raramente i 30—40 cm di lunghezza.

E' stato tentato uno studio statistico della distribuzione degli elementi più grossi e del I° centile. Tuttavia oltre a quanto esposto sopra non sembra si possa dire nulla di più particolareggiato. In dettaglio la distribuzione degli elementi più grossi sembra piuttosto caotica e non facilmente interpretabile anche a causa della scarsità e frammentarietà degli affioramenti.

In generale si osserva poi che con l'aumentare della percentuale dei massi e dei blocchi aumenta anche la quantità delle arenarie fini e delle siltiti; perciò dimi-

nuisse la selezione e cresce quindi l'eterometria (He) (Tab. 2). Ciò appare evidente dalle curve cumulative di Abb. 1 (vedi soprattutto la N. 1, 2, 3 e 5), ottenute dall'analisi granulometrica con il metodo lineare di A. CAILLEUX & J. TRICART (1959). Nel complesso i depositi più selezionati sono risultati quelli della Val Sugana e di San Candido (Tab. 2 e Abb. 1).

Per stabilire le caratteristiche morfometriche dei costituenti il Conglomerato di Ponte Gardena sono stati calcolati gli indici di smussamento, di dissimmetria e di appiattimento (A. CAILLEUX & J. TRICART, 1959) dei ciottoli di quarzo. Per ogni indice sono stati presi in considerazione non meno di 100 ciottoli della lunghezza compresa fra 4 e 6 cm (smussamento e appiattimento) e fra 3 e 4 cm (dissimmetria).

I risultati, riportati in Tab. 3, dimostrano la scarsa elaborazione subita dai ciottoli e stanno ad indicare un ambiente di sedimentazione nella massima parte dei casi nettamente torrentizio. Le maggiori mediane (Md) dello smussamento (e il minor grado di dissimmetria) sono state riscontrate nei ciottoli degli affioramenti della Val Sugana e soprattutto di S. Candido (Tab. 3); in tutti gli altri

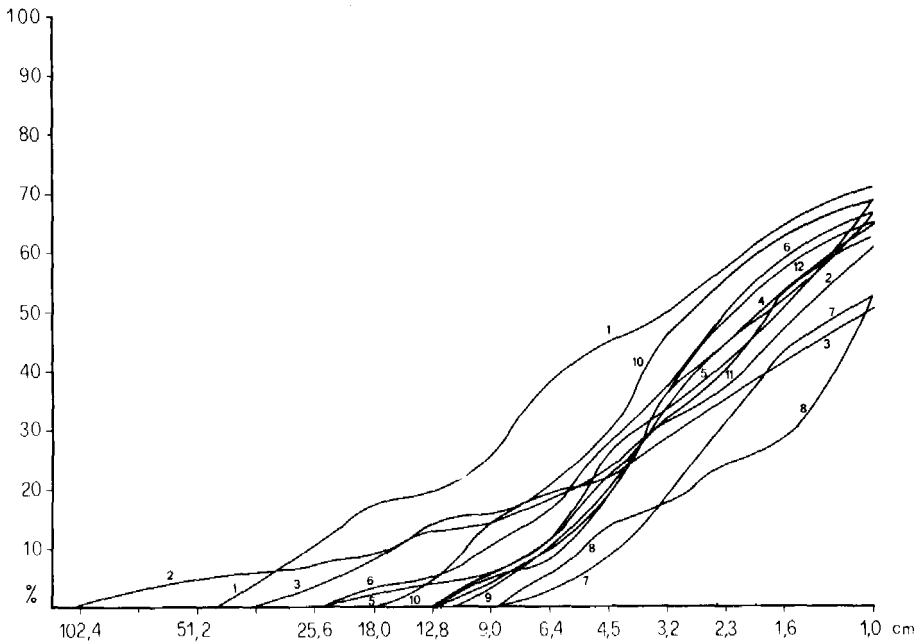


Abb. 1. Curve granulometriche cumulative del Conglomerato di Ponte Gardena (1—10) e dei conglomerati di Sesto (11—12). — 1) Ponte Gardena; 2) Bus in Gardena (Val Gardena); 3) S. Pietro (Val Funes); 4) Prati di Monte (Val Funes); 5) Danta (Comelico); 6) Agordino; 7) Cima Mezzodi (Val Sugana); 8) M. Fravort (Val Sugana); 9) S. Candido; 10) S. Candido; 11) M. Covolo (congl. di Sesto, parte alta); 12) M. Covolo (congl. di Sesto, parte basale).

Sammelkurven des Waidbrucker (1—10) und des Sextner Konglomerats (11—12). 1. Waidbruck; 2. Bus in Gardena (Grödental); 3. St. Peter (Villnöss); 4. Prati di Monte (Villnöss); 5. Danta (Comelico); 6. Agordino; 7. Cima Mezzodi (Val Sugana); 8. M. Fravort (Val Sugana); 9. Innichen; 10. Innichen; 11. Seikofel (Sextner Konglomerat, höherer Anteil); 12. Seikofel (Sextner Konglomerat, tieferer Anteil).

affioramenti il grado di elaborazione è basso, tanto che in alcuni casi si può parlare addirittura di brecce.

L'indice di appiattimento non sembra mostrare, invece, variazioni molto significative da un affioramento all'altro né andamenti particolari.

Con i dati dello smussamento si sono costruiti gli istogrammi (dal N. 1 al N. 10) di Abb. 2 e le curve cumulative dello smussamento. Tutti gli istogrammi e le curve cumulative risultano unimodali; sono esclusi quindi rimaneggiamenti, frammentazione sensibile durante il trasporto, confluenze di corsi d'acqua trasportanti materiali con diverso grado di smussamento. Gli istogrammi 1, 2, 3, 4, 5, 6 presentano massimi molto pronunciati; il grado di selezione dello smussamento (C) è infatti molto alto (Tab. 3). Questo, oltre a indicare uno scarso trasporto (cosa del resto deducibile anche dalla mediana dello smussamento), testimonia che i bacipi di alimentazione dei corsi d'acqua erano assai limitati. Bacini più vasti e trasporto più prolungato denotano invece gli istogrammi N. 7, 8, 9 (Val Sugana) e soprattutto N. 10 (S. Candido) (Abb. 2), che si mostrano più piatti e con minor classazione (C) (tab. 3) dei precedenti.

Considerazioni analoghe si possono fare con la percentuale dei ciottoli con smussamento ≤ 100 (Tab. 3). Le percentuali minori di elementi poco smussati (≤ 100) si rinvencono ancora negli affioramenti della Val Sugana e di S. Candido.

Sono state eseguite anche ricerche sulla disposizione e sul grado di inclinazione dei ciottoli. Negli affioramenti della Val Gardena e della Val di Funes si osserva una notevole caoticità sia nella direzione dell'asse L che nel senso dell'inclinazione del piano Ll. L'embricatura è quindi assente o appena appena accennata in qualche raro livello. A Danta e anche nell'Agordino è possibile notare una qualche disposizione preferenziale dell'asse L e talvolta una incerta embricatura.

Negli affioramenti sopra citati l'inclinazione in sezione dei ciottoli è in generale assai variabile e nel complesso elevata; per un appiattimento apparente dei ciottoli compreso fra 2,0 e 3,5 si hanno inclinazioni mediane comprese per lo più fra 8° e 15° .

Negli affioramenti di S. Candido e della Val Sugana si nota una relativamente più marcata isorientazione dell'asse L ed una più evidente embricatura dei ciottoli. Tuttavia l'unilateralità (cioè il rapporto fra il numero di ciottoli inclinati in una direzione prevalente e il numero totale dei ciottoli) non raggiunge neppur qui valori molto elevati non essendo quasi mai superiore a 0,7. Le mediane dell'inclinazione in sezione dei ciottoli sono un po' meno elevate rispetto a quelle degli altri affioramenti, aggirandosi intorno a 10° per appiattimenti compresi fra 2 e 2,25.

Modalità e ambiente di sedimentazione. Da quanto visto finora risulta chiara l'origine alluvionale del Conglomerato di Ponte Gardena. I suoi affioramenti, tuttavia, in base alle loro caratteristiche sedimentologiche si possono suddividere in due grandi gruppi; al primo appartengono gli affioramenti della Val Gardena, di Funes, di Danta, al secondo quelli della Val Sugana e di S. Candido. Gli affioramenti dell'Agordino per alcuni aspetti possono essere associati al primo gruppo, per altri al secondo.

Località	Smussamento			Appiattimento	Dissimetria
	$\frac{2r}{L}$	1000		$\frac{L+1}{2E}$	$\frac{AC}{L}$ 1000
<u>Congl. Ponte Gardena</u>	Md	%<100	C		
Ponte Gardena	102	49	95	1,55	644
Bus in Gardena (Val Gardena)	68	86	111	1,77	603
S. Pietro (Val Funes)	39	96	122	1,60	677
Prati di Monte (Val Funes)	82	65	100	1,67	665
Danta (Comelico)	89	57	97	1,60	644
Agordino	75	79	108	1,77	650
Civezzano (Trento)	104	44	93	1,71	663
C. ^{ma} Mezzodi' (Val Sugana)	117	38	91	1,81	612
M. Fravort (Val Sugana)	111	41	90	1,90	600
S. Candido	178	6	81	1,49	591
<u>Congl. di Sesto</u>					
Presso S. Candido	150	29	85	1,59	648
M. Covolo (parte alta) (Val di Sesto)	135	24	90	1,50	629
M. Covolo (base) (Val di Sesto)	246	12	59	1,40	589
Lago di Sesto	133	31	93	1,56	595

Tab. 3. Morfometria dei ciottoli di quarzo del Conglomerato di Ponte Gardena e dei conglomerati di Sesto.

Morphometrie der Quarzgerölle des Waidbrucker und des Sextner Konglomerats.

Esaminiamo ora separatamente quali furono le modalità e l'ambiente di sedimentazione dei due gruppi. Abbiamo visto che i conglomerati delle valli di Gardena e di Funes, e di Danta sono spesso caotici, ricchi di blocchi, poco selezionati; i ciottoli di scisti cristallini prevalgono su quelli di quarzo; l'elaborazione di questi ultimi è molto bassa. La maturità sia di composizione che tessiturale è quindi assai scarsa. Questi conglomerati, inoltre, sono poco potenti e assai poco estesi lateralmente ed è chiaro che essi riempiono strette incisioni negli scisti cristallini. La loro origine è quindi evidente; si tratta di depositi di corsi d'acqua spiccatamente torrentizi scorrenti entro strette depressioni nel basamento cristallino. Il trasporto e l'accumulo avvenivano spesso in massa o in condizioni intermedie fra quelle in massa e quelle di tipo forzato, come testimoniano la caoticità dei sedimenti, la presenza di blocchi mescolati a materiale minuto, le curve cumulative tendenti verso il tipo „logaritmico“ (specialmente la N. 1, 2, 3 di Abb. 1) (J. TRICART, 1965). Un tipo di trasporto siffatto presuppone piene improvvise e assai violente, quali si verificano in un ambiente climatico in cui la caduta della pioggia è limitata ad un corto periodo dell'anno e in cui grandi quantità d'acqua cadono in brevissimo tempo. Si deve perciò supporre che il

materiale detritico originatosi per processi di alterazione nel bacino montano (e forse anche per processi termoclastici), durante il periodo delle piogge, a causa di violenti acquazzoni, scivolava lungo i pendii in cui probabilmente la vegetazione era scarsa (nel conglomerato non sono mai stati trovati resti di vegetali) entro depressioni vallive che probabilmente erano asciutte durante la maggior parte dell'anno. Una grande quantità di materiali di dimensioni diversissime veniva quindi presa in carico dalla corrente dotata di elevata velocità. Si formava perciò un miscuglio ad alta densità e viscosità di acqua e materiale detritico, dotato di elevata competenza ed in grado quindi di trasportare elementi superiori anche a 1 m. Dopo un breve trasporto durante il quale poteva avvenire una selezione molto parziale, il materiale veniva abbandonato rapidamente a causa della veloce caduta della competenza della corrente, causata per lo più o dall'allargarsi del letto del torrente o dallo sbocco di questo in una vallata più ampia o dall'infiltrarsi dell'acqua entro il materasso alluvionale o a causa dell'incontro di un ostacolo qualsiasi. Questa caduta della velocità della corrente poteva essere tanto rapida da provocare la deposizione di tutto (o quasi) il materiale trasportato oppure poteva essere non eccessivamente rapida in modo che parte del materiale più fine potesse essere mantenuto ancora in movimento e trasportato più avanti. Si attuava perciò, in quest'ultimo caso, un tipo di deposizione più o meno forzata (J. TRICART, 1965) come sembra indicare l'estrapolazione di alcune curve cumulative (ad es. la N. 4 di Abb. 1).

Il trasporto subito dal materiale era assai limitato come testimoniano il basso indice di smussamento, l'elevata dissimmetria, l'elevata percentuale dei ciottoli poco smussati e la bassa selezione dello smussamento (C) (Tab. 3). Si potrebbe pensare che i ciottoli di quarzo sono poco elaborati proprio per le particolari modalità del trasporto. Infatti un trasporto in massa usura poco i ciottoli. Tuttavia bisogna far presente che lo stesso indice di smussamento è presentato anche da quei ciottoli che non sono stati trasportati in massa. Qui la causa dello scarso smussamento è da cercare proprio nel breve tragitto effettuato dai ciottoli. Tenendo conto delle caratteristiche morfometriche dei ciottoli e dell'elevato potere di abrasione (a causa dell'alta percentuale del quarzo) del materiale costituente il conglomerato, si può stabilire, per confronto con alluvioni attuali, che i singoli elementi dei conglomerati della Val Gardena, della valle di Funes e di Danta hanno percorso in media un tragitto inferiore a 5 km. Per l'affioramento di Ponte Gardena, i cui ciottoli sono più elaborati (Tab. 3), si dovrebbe arrivare a 8—10 km. In base poi agli istogrammi e alle curve cumulative dello smussamento, tutti unimodali e con elevata selezione (Abb. 2), dobbiamo escludere rimaneggiamento o confluenze di corsi d'acqua con lunghezze e caratteristiche idrodinamiche molto diverse gli uni dagli altri. L'elevata selezione dei dati dello smussamento (C) (Tab. 3) indica inoltre che i bacini di alimentazione erano assai limitati.

Per il secondo gruppo di affioramenti (Val Sugana e S. Candido) le considerazioni da farsi sono diverse da quelle sopra esposte. I conglomerati della Val Sugana e soprattutto di S. Candido, come si è visto, sono più selezionati, più stratificati; vi è una minor percentuale di frazioni fini; i blocchi sono quasi assenti; i loro componenti sono discretamente elaborati e non di rado iso-

orientati; sono presenti, talvolta, stratificazioni incrociate, canali di erosione e lenti sabbiose; i ciottoli di quarzo sono quasi sempre prevalenti su quelli di scisti cristallini. Questi conglomerati, oltre a essere più maturi, sono inoltre più potenti e assai più estesi lateralmente di quelli della Valli di Gardena, di Funes e del Comelico. Essi perciò mostrano di essere stati depositati entro larghe depressioni o in piane alluvionali dopo che i ciottoli avevano subito (come si può dedurre dallo smussamento) un trasporto medio di circa 15—20 km per i conglomerati della Val Sugana e di 40—50 km per quelli di S. Candido. I bacini di alimentazione dei corsi d'acqua erano abbastanza estesi, come indicano gli istogrammi dello smussamento (N. 7, 8, 9, 10 di Abb. 2) che risultano piuttosto piatti e quindi con scarsa selezione (C) (Tab. 3). La scarsità di frazioni fini e la forma delle curve cumulative (N. 7, 8, 9, 10 di Abb. 1), che, estrapolate, sembrano assumere una forma parabolica, inducono a ritenere che le modalità di sedimentazione tendessero spesso al tipo forzato, caratteristico dei coni alluvionali.

Sulla base quindi dell'elevata potenza ed estensione laterale di questi conglomerati, e delle loro caratteristiche tessiturali e strutturali si può supporre che essi si siano originati nel modo seguente. Durante il periodo piovoso l'acqua, incanalata entro depressioni anguste in cui si verificavano anche trasporti in massa, sfociava, dopo un modesto percorso, entro larghe e meno pendenti aree di deposizione. La velocità della corrente, a causa dell'allargarsi del letto, della diminuita pendenza e del forte assorbimento d'acqua da parte della coltre alluvionale, subiva un forte rallentamento, che tuttavia non era tale, nella maggior parte dei casi, da provocare una deposizione in massa, bensì soltanto la deposizione dei materiali più grossolani, mentre buona parte di quelli più fini potevano ancora essere mantenuti in movimento. Quindi si attuava una certa selezione ed un tipo di deposizione forzata o semiforzata (J. TRICART, 1965). Inoltre, l'attenuarsi delle caratteristiche torrentizie dei corsi d'acqua nella piana alluvionale permetteva una certa isoriorientazione dell'asse L dei ciottoli ed una loro sia pur incerta embricatura. In definitiva si venivano a verificare quelle condizioni (si veda a tal proposito E. BLISSENBACH, 1954; J. R. L. ALLEN, 1965; L. K. LUSTIG, 1965; D. J. C. LAMING, 1966; L. D. MECKEL, 1967) che portano alla formazione dei coni alluvionali, intesi questi ultimi in senso lato.

Non è stato possibile, a causa della scarsità degli affioramenti e talvolta della loro notevole frammentazione per cause tettoniche (specialmente in Val Sugana), ricostruire l'andamento e la forma di questi apparati e di individuarli chiaramente; tuttavia le caratteristiche tessiturali e strutturali, la forte potenza e la grande estensione laterale di questi conglomerati indicano chiaramente trattarsi di depositi pedemontani, costituiti da espandimenti alluvionali e da coni talora isolati, ma più spesso saldati gli uni agli altri entro più o meno vaste piane alluvionali. Sembra che la formazione dei coni e degli espandimenti avvenisse spesso per sovrapposizione di coltri più o meno continue di ghiaie (ad opera di *sheetfloods*) che ricoprivano parzialmente gli apparati alluvionali, più che per deposizione entro canali (ad opera di *streamfloods*). Lo proverebbe la scarsità di canali di erosione e di stratificazioni incrociate a festoni (E. BLISSENBACH, 1954). Questo vale soprattutto per il conglomerato della Val Sugana. A S. Can-

didò esistono piú numerosi esempi di deposito entro canali; la presenza, inoltre, di lenti arenacee indica che durante le piene meno violente veniva trasportato soltanto materiale sabbioso che andava a depositarsi in canali, probabilmente anastomizzati, entro l'apparato pedemontano prevalentemente ghiaioso.

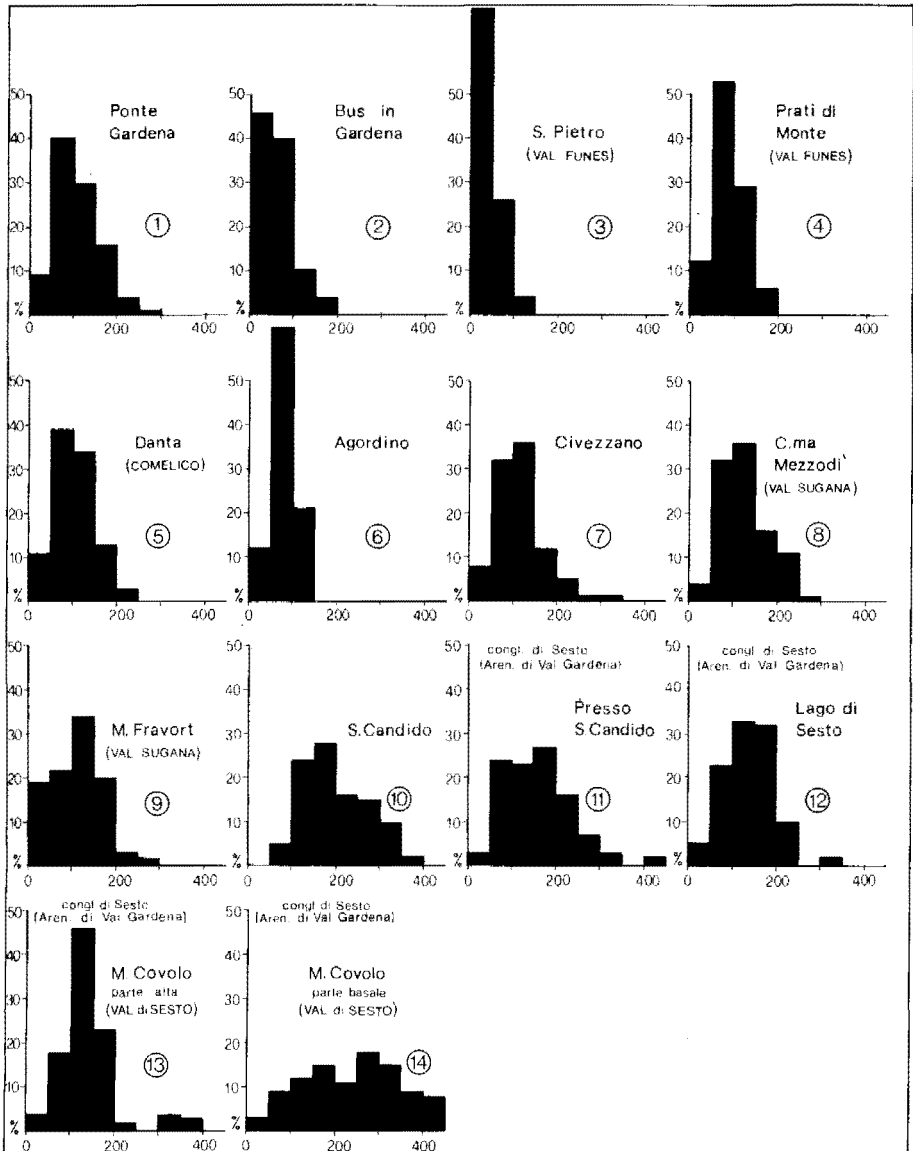


Abb. 2. Istogrammi dello smussamento dei ciottoli di quarzo del Conglomerato di Ponte Gardena (1-10) e dei conglomerati di Sesto (11-14).
Zurundungshistogramme der Quarzgerölle des Waidbrucker (1-10) und des Sextner Konglomerats (11-14).

Una posizione particolare occupano gli affioramenti della zona Sagron-Fiera di Primiero (Agordino). Si tratta di conglomerati assai poco maturi (vedi tab. 1, 2, 3 e Abb. 1 e 2), ma che tuttavia raggiungono spessori elevati (anche 200 m) ed estensioni laterali notevoli (da Sagron, appunto, a Fiera di Primiero). Probabilmente si tratta di materiali portati da corsi d'acqua fortemente torrentizi, con percorso assai breve e con piccolo bacino di alimentazione, e accumulatisi entro una profonda depressione ad andamento NE-SW, limitata da pendii relativamente ripidi.

Sulla base di quanto fin qui visto si può tentare una ricostruzione della paleogeografia della regione dolomitica durante la deposizione del Conglomerato di Ponte Gardena, ricostruzione naturalmente alquanto sommaria ed estrapolata a causa della scarsità di affioramenti di questa formazione. Sono state individuate, sulla base delle caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche del Conglomerato di Ponte Gardena, essenzialmente due distinti ambienti di sedimentazione; il primo montuoso o più probabilmente collinare (specialmente verso la fine della sedimentazione del Conglomerato), il secondo pedemontano. La zona collinare era attraversata da brevi incisioni non molto profonde entro le quali si incanalavano durante periodi di precipitazioni concentrate miscugli ad alta densità di acqua e materiale detritico, ed in cui si depositava, talora in massa, materiale ghiaioso grossolano e poco maturo, tipico di corsi d'acqua a carattere spiccatamente torrentizio. A questa zona topograficamente elevata appartengono gli affioramenti della Val Gardena, della Val di Funes e di Danta.

Accanto a queste zone elevate esistevano vaste depressioni vallive, controllate forse dalla presenza di faglie. Entro queste depressioni, allo sbocco dei torrenti nelle piane, si formavano quei depositi di coni alluvionali e quegli espandimenti alluvionali che abbiamo visto costituire gli affioramenti della Val Sugana e di S. Candido. Queste depressioni vallive dovettero via via allargarsi nel tempo, dato che normalmente la grossolanità del Conglomerato di Ponte Gardena diminuisce andando dal basso verso l'alto.

Nella Abb. 3 sono riportate le aree topograficamente elevate (probabilmente collinari) e le più o meno vaste depressioni vallive. Si sono incluse fra le zone collinari non solo quelle in cui il conglomerato è poco maturo, poco esteso e poco potente, ma evidentemente anche quelle aree in cui esso non si è depositato. Delle zone delle Dolomiti ove il basamento e il Conglomerato di Ponte Gardena non affiorano oppure ove il basamento è stato eroso recentemente, non si può evidentemente dire nulla. Nella Abb. 3 dette zone sono state lasciate in bianco.

Nella Abb. 3 sono riportate anche le probabili direzioni della corrente di alcuni affioramenti di conglomerati. Le direzioni si sono ottenute soprattutto dallo studio statistico delle embricature dei ciottoli e subordinatamente dalle stratificazioni incrociate e dai „grappoli di ciottoli“. Mentre nelle aree topograficamente depresse le direzioni del trasporto risultano abbastanza regolari, nelle aree collinari si notano andamenti del tutto irregolari. E ciò è comprensibile se si pensa che nella massima parte dei casi i vari affioramenti costituiscono il deposito di torrenti diversi.

Fino a questo momento si è parlato di zone collinari e non montuose, per le aree di sedimentazione dei conglomerati meno maturi (naturalmente ci si riferisce

alla situazione quale doveva presentarsi verso la fine della deposizione dei conglomerati). Infatti la morfologia dell'area su cui terminò di depositarsi il Conglomerato di Ponte Gardena sembra quella di un paesaggio piuttosto maturo, con vasti spianamenti. Sul terreno non sono mai stati trovati indizi che possano far pensare alla presenza di zone montuose vere e proprie e di rilievi accentuati. Del resto tutti gli Autori, fra cui citiamo Gb. DAL PIAZ (1942), G. B. TRENER (1957), G. P. GIANNOTTI (1958), B. ACCORDI (1959), P. LEONARDI (1966), sono

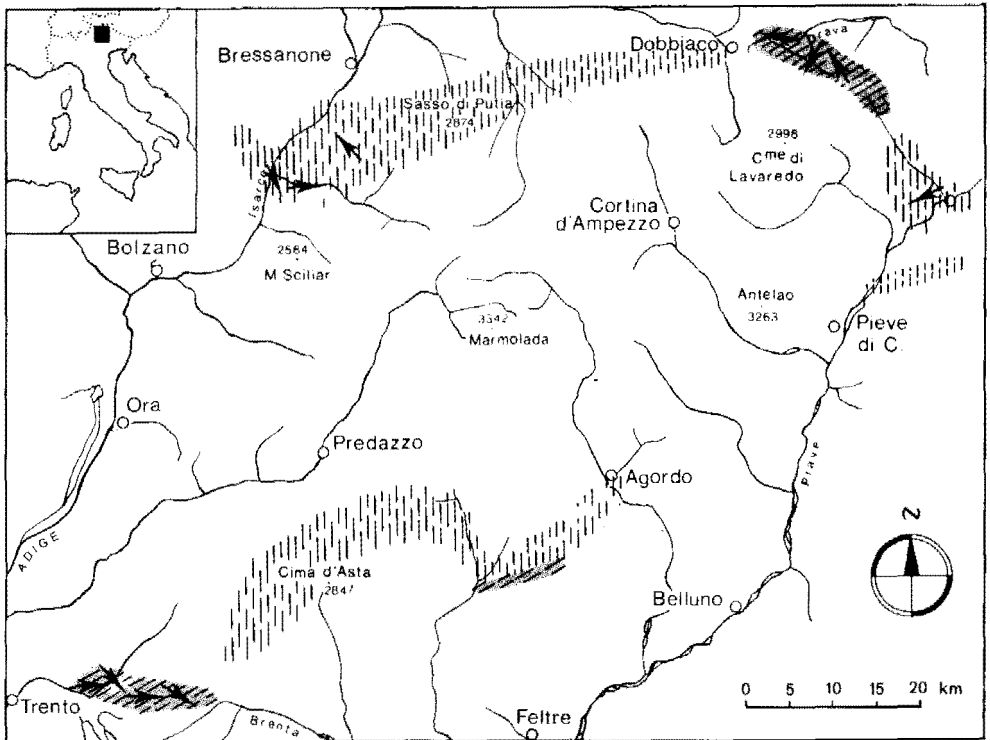


Abb. 3. Tentativo di ricostruzione della paleogeografia delle Dolomiti durante la deposizione del Conglomerato di Ponte Gardena, in base alle caratteristiche strutturali e tessiturali del Conglomerato stesso. Il tratteggio verticale indica zone collinari o comunque topograficamente più elevate, il tratteggio obliquo zone pedemontane o ampie depressioni vallive. Le zone in bianco rappresentano le aree in cui eventuali depositi di Conglomerato di Ponte Gardena sono stati asportati dall'erosione recente o sono ricoperti da formazioni posteriori. Le frecce indicano la direzione delle paleocorrenti.

Rekonstruktionsversuch der paläogeographischen Verhältnisse in den Dolomiten zur Zeit der Ablagerung des Waidbrucker Konglomerats. Der Rekonstruktionsversuch stützt sich auf die strukturellen und texturellen Merkmale des Konglomerats. Mit vertikaler Schraffur sind Hügelgebiete bzw. allgemeine Räume in Hochlage, mit schräger Schraffur Piedmontflächen und weite Talungen dargestellt; weiß sind Gebiete gehalten, in denen das eventuell vorliegende Waidbrucker Konglomerat entweder durch junge Erosionsvorgänge abgetragen oder durch jüngere Ablagerungen verhüllt ist. Die Richtung der Paläoströmungen ist durch Pfeile angegeben.

concordi nell'ammettere che il Conglomerato di Ponte Gardena si sia depositato su di una regione intensamente erosa e che esso derivi dallo smantellamento delle catene innalzate dalla orogenesi ercinica.

A questo punto, però, sorge un problema. Se il Conglomerato di Ponte Gardena rappresenta il prodotto dello smantellamento di grandi masse rocciose, di intere catene montuose, esso dovrebbe essere di gran lunga più potente ed esteso di quello che è. Secondo R. FELLERER (1968) vi è una estrema deficienza di materiale detritico rispetto alle masse che dovrebbero essere state erose.

Tuttavia bisogna tener conto che nelle particolari condizioni climatiche (vedi il paragrafo successivo) in cui avvenne lo smantellamento dei rilievi ercinici l'alterazione chimica era piuttosto intensa. Infatti l'elevata percentuale del quarzo (Tab. 1) nel conglomerato è imputabile soprattutto all'alterazione chimica che ha eliminato buona parte degli scisti cristallini e concentrato quindi i ciottoli di quarzo (la disgregazione meccanica riveste un ruolo secondario). E se pensiamo che nei più estesi e potenti affioramenti di Conglomerato di Ponte Gardena gli elementi di quarzo costituiscono più del 50% del materiale grossolano (Tab. 1) e, inoltre, se teniamo conto che nel basamento scistoso cristallino i noduli, le lenti e i filoni di quarzo da cui detti elementi derivano rappresentano in media solo l'1%, possiamo immaginare quanto materiale scistoso-cristallino sia stato eliminato chimicamente perché i ciottoli di quarzo potessero raggiungere una tale percentuale nei conglomerati. In questo modo si può comprendere come lo smantellamento di diverse centinaia di metri di spessore di masse scistoso-cristalline abbia potuto fornire materiale detritico di poche decine di metri di potenza.

A questo si aggiunga poi la possibilità della esistenza, nelle Dolomiti stesse o in zone circotanti, di grandi masse detritiche, appartenenti alla formazione in esame, al di sotto delle posteriori formazioni permo-mesozoiche.

Clima. Per stabilire le condizioni climatiche dell'area di sedimentazione del Conglomerato di Ponte Gardena si è fatto uso del diagramma di R. DAL CIN (1968 b), che, in base allo smussamento e alla percentuale del quarzo nelle ghiaie e nei conglomerati, distingue quattro ambienti climatici: caldo-umido, temperato, semi-arido, freddo. Per questo scopo si è preso in considerazione lo smussamento dei ciottoli di quarzo di 4—6 cm e la percentuale di quest'ultimo rispetto al totale: quarzo + scisti cristallini. Detta percentuale è stata determinata in elementi di 2—10 cm di lunghezza.

I punti rappresentativi del Conglomerato di Ponte Gardena cadono per lo più in un campo di sovrapposizione fra ambiente semi-arido caldo e ambiente temperato; altri cadono nell'ambiente temperato e in quello caldo-umido (Abb. 4). In base a quanto visto circa le modalità del trasporto e della sedimentazione del conglomerato, l'ipotesi più accettabile sarebbe quella di un clima semi-arido. Tuttavia, il fatto che i punti rappresentativi, nella Abb. 4, si trovino verso il limite superiore di questo ambiente e che alcuni di essi cadano addirittura nel campo del clima caldo-umido, farebbe pensare che in questo ambiente i processi di alterazione chimica erano abbastanza intensi e tali da portare alla distruzione

di una relativamente elevata percentuale di ciottoli di scisti cristallini. I punti che cadono nell'ambiente temperato (Abb. 4) non starebbero quindi ad indicare un ambiente di questo tipo, bensì un ambiente intermedio fra quello semi-arido e quello caldo umido. In definitiva l'ambiente climatico del Conglomerato di Ponte Gardena sarebbe quindi di tipo caldo e moderatamente semi-arido.

Un ambiente climatico caratterizzato da una stagione secca e da una stagione a precipitazione intensa, è in ottimo accordo con il tipo di trasporto e di deposito (talora in massa) riscontrato nel conglomerato e con la presenza di coni alluvionali. E' noto, infatti, che un clima da moderatamente arido a semi-arido è uno dei fattori favorevoli alla formazione dei coni alluvionali (E. BLISSENBACH, 1964; D. J. C. LAMING, 1966; L. K. LUSTIG, 1965).

Il colore della formazione offre dati contraddittori. Nella maggior parte dei casi, è, come si è visto, grigio o grigio-verde; in questo caso starebbe ad indicare un ambiente riducente. Talora però è anche rossastro; tuttavia bisogna far presente che la pigmentazione rossastra compare soprattutto quando compaiono elementi di rocce eruttive, che sono ricchi di composti di Fe. Resta quindi il dubbio se in molti casi la colorazione grigia e grigio-verde sia dovuta soprattutto a mancanza o scarsità di Fe nei componenti il conglomerato più che ad ambiente riducente.

Comunque la presenza saltuaria di ciottoli di quarzo debolmente rossi o rosei nei conglomerati grigi o grigio-verdi indica che la formazione fu senz'altro soggetta localmente e temporaneamente anche a processi ossidanti.

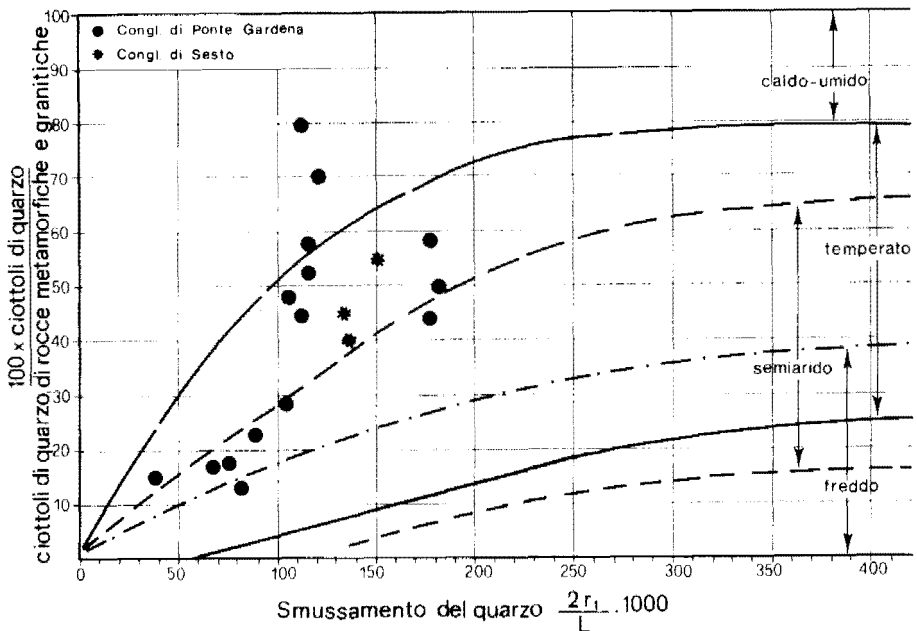


Abb. 4. L'ambiente climatico del Conglomerato di Ponte Gardena e dei conglomerati di Sesto dedotto dal diagramma: smussamento — % dei ciottoli di quarzo.

Klimatische Verhältnisse zur Zeit der Ablagerung des Waidbrucker und des Sextner Konglomerats abgeleitet aus dem Diagramm der Zurundung und des prozentualen Anteils der Quarzgerölle.

B. I conglomerati di Sesto (Arenarie di Val Gardena inferiori)

Nella regione dolomitica la base delle Arenarie di Val Gardena è talvolta costituita da un livello conglomeratico discontinuo dello spessore di pochi metri. Nella Val di Sesto (SEXTEN, T.) e nel Comelico, tuttavia, questo livello raggiunge spessori eccezionali (anche 200 m) e giace direttamente o con l'interposizione di livelli eruttivi discontinui sul Conglomerato di Ponte Gardena. In questa nota ci si occupa appunto dei conglomerati delle „Arenarie di Val Gardena“ della Val di Sesto e del Comelico superiore, non solo perché essi raggiungono in queste località spessori eccezionali, ma anche perché presentano qui alcune particolarità di composizione e tessiture assai utili per la datazione del sottostante Conglomerato di Ponte Gardena e per lo studio stratigrafico e la ricostruzione paleoambientale delle Dolomiti nord-orientali nel Permiano inferiore e medio.

Questi conglomerati erano noti finora col termine di conglomerati di Val Gardena (C. FRIZ, 1958; R. DAL CIN, 1965). Tuttavia, dopo l'introduzione del nuovo termine „Conglomerato di Ponte Gardena“, riteniamo che questa denominazione sia da abbandonare per non creare confusioni. Chiameremo, perciò, d'ora in avanti i conglomerati costituenti la base delle Arenarie di Val Gardena e posteriori alle vulcaniti atesine col termine di conglomerati di Sesto.

I conglomerati di Sesto affiorano principalmente lungo tutto il versante destro della Val di Sesto, sul M. Rosso, sul Col Rosson e lungo il versante sinistro dell'alta Valle del Padola. I massimi spessori (200 m) sono raggiunti nella zona del Passo di M. Croce Comelico e nell'alta Val di Sesto. Verso NW lo spessore diminuisce abbastanza lentamente per portarsi a S. Candido a circa 130 m. Verso N e verso SE lo spessore si riduce rapidamente, tanto che sul M. Rosso e sul Col Rosson abbiamo potenze aggirantesi rispettivamente sui 50—70 m e sui 15—30 m.

Nella zona del Passo di M. Croce Comelico i conglomerati di Sesto giacciono sopra un livello di ignimbriti riodacitiche (R. DAL CIN, 1965) analoghe a quelle del piastrone porfirico atesino e dello spessore massimo di 20—30 m. Nella bassa Val di Sesto, ove le ignimbriti sono assenti, poggiano sul sottostante Conglomerato di Ponte Gardena senza apparente discontinuità, mentre nell'alta Val di Sesto e nel Comelico superiore giacciono direttamente in discordanza angolare sul basamento scistoso cristallino (Abb. 5).

Il colore dei conglomerati è per lo più rossastro e più raramente grigio.

Natura e provenienza dei ciottoli. La composizione dei conglomerati di Sesto è assai variabile sia verticalmente che lateralmente (Tab. 4). Nella zona del Passo di M. Croce Comelico (M. Covolo) vi è la seguente successione. La parte inferiore è costituita da strati e banchi formati in prevalenza da ciottoli di arenarie e di siltiti di color rosso vino e da ciottoli calcarei e calcareo-dolomitici. Gli elementi provenienti dal basamento metamorfico sono scarsi e così pure gli elementi di rocce eruttive (Tab. 4). I ciottoli siltosi, arenacei e calcarei si possono trovare mescolati nello stesso banco; più spesso, però, si osserva una alternanza irregolare di banchi formati prevalentemente di ciottoli calcarei con banchi a prevalenti elementi di arenarie e siltiti (con abbondante matrice arenacea). La grossolanità del conglomerato varia con la composizione; ove sono

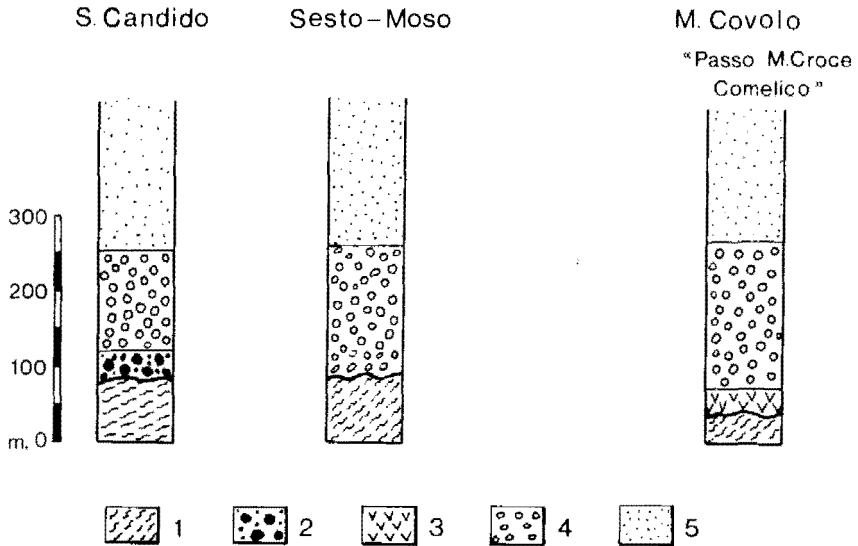


Abb. 5. Rapporti stratigrafici fra il Conglomerato di Ponte Gardena e i conglomerati di Sesto lungo la valle di Sesto. 1) Basamento scistoso-cristallino; 2) Conglomerato di Ponte Gardena; 3) Ignimbriti riodacitiche e loro tuffi; 4) conglomerati di Sesto (Arenarie di Val Gardena inferiori); 5) Arenarie di Val Gardena.

Beziehungen zwischen den Waidbrucker Konglomerat und Sextner conglomerats in Sextentale. 1. Kristallinen Grundgebirge; 2. Waidbrucker Konglomerat; 3. Rhyodacitischen Ignimbriten mit ihren Tuffen; 4. Sextner Konglomerats (Unterer Grödner Sandstein); 5. Grödner Sandsteins.

prevalenti i calcari la grossolanità è assai più elevata di dove prevalgono le arenarie e siltiti. Evidentemente durante le piene meno violente veniva trasportato il materiale più minuto, formato da elementi molto piatti e fissili di arenarie e siltiti, mentre durante le piene più violente potevano venire presi in carico anche i ciottoli grossi, costituiti prevalentemente da calcari. Perciò la selezione in base alla grossezza operata da piene a competenza diversa, si risolveva anche in una selezione in base alla composizione. Verso la parte mediana della serie i ciottoli arenacei e siltosi si fanno più scarsi e su di essi prevalgono quelli calcarei. Gli elementi provenienti dal basamento e i ciottoli di rocce eruttive diventano più frequenti. Nella parte superiore, infine, prendono l'assoluta prevalenza i ciottoli di scisti cristallini e di quarzo; anche gli elementi effusivi si fanno più numerosi (Tab. 4).

Andando dal Passo verso S. Candido i ciottoli calcarei e arenacei scompaiono progressivamente, tanto che dopo Sesto sono quasi del tutto assenti (Tab. 4). La loro percentuale resta elevata, invece, lungo l'alta Val del Padola.

Circa le caratteristiche e l'origine dei ciottoli costituenti i conglomerati di Sesto possiamo dire quanto segue. Gli elementi di arenarie e di siltiti sono molto compatti, appiattiti e di dimensioni che di solito non superano in 5 cm. Si tratta per lo più di arenarie fini e medie e di siltiti di color rosso vino, piuttosto compatte. Esse sono costituite da elementi spigolosi di quarzo e in minor misura di feld-

spati e di miche (per lo più muscovite), e assai subordinatamente da frammenti di roccia. La matrice è generalmente quarzoso-limonitico-sericitica; talvolta è anche presente cemento carbonatico. Per la loro composizione, le loro caratteristiche tessiturali e il colore questi ciottoli presentano alcune analogie con le facies più diffuse delle Arenarie di Val Gardena della vicina catena carnica.

I ciottoli calcarei e calcareo-dolomitici sono assai compatti, spesso microcristallini, di colore rossastro, roseo, grigio o bianco. Sono in genere notevolmente fossiliferi, ricchi soprattutto in Fusulinidi. Per le loro caratteristiche petrografiche e faunistiche essi si devono far derivare dalla formazione di Trogkofel, come sostengono anche G. MERLA (1931 b) e GB. DAL PIAZ, e dalle sottostanti formazioni calcaree a *Pseudoschwagerina*. Insieme ai ciottoli calcarei e dolomitici sono stati notati anche rari elementi di una breccia calcarea del tutto simile alla Breccia di Tarvisio, che nella catena carnica è sovrastante alla formazione del Trogkofel.

I ciottoli di rocce eruttive sono costituiti in prevalenza da andesiti e subordinatamente da ignimbriti riolitiche e rioclitiche con daciti, tufi e vetrofiri riolitici. Queste rocce sono analoghe a quelle che si rinvencono nel piastrone porfirico atesino.

Oltre ai tipi fin qui nominati esistono anche rari ciottoli di una roccia selcioso-quarzosa di color rosso o nero derivante probabilmente anch'essa dalla serie paleozoica sedimentaria della Carnia.

Da quanto detto fin qui appare evidente che i ciottoli di maggior interesse sono quelli arenaceo-siltosi e carbonatici. Nella catena carnica le Arenarie di Val Gardena sormontano spesso la formazione di Trogkofel, mentre nei conglomerati di Sesto la distribuzione dei ciottoli risulta invertita; in basso sembrano prevalere le arenarie e siltiti, nella parte mediana sembrano farsi più frequenti i calcari. Questa distribuzione potrebbe far pensare che i ciottoli arenacei e siltosi dei conglomerati di Sesto derivino dall'erosione delle Arenarie di Val Gardena della catena carnica (comprendendo in questo termine anche le zone montuose dell'Austria con analoga stratigrafia). Allo stato attuale delle nostre conoscenze

Località	Scisti crist.	Quarzo	Effusive	Arenarie	Calcari	100 x quarzo
	%	%	%	%	%	quarzo+scisti
Presso S. Candido	44	54	2			55
Lago di Sesto	54	43	3			44
M. Covolo (parte alta dei conglomerati)	52	35	11	2		40
M. Covolo (parte basale dei conglomerati)	3	10	5	49	33	

Tab. 4. Composizione litologica dei conglomerati di Sesto (Arenarie di Val Gardena inferiori).
L = 2—10 cm.

Geröllzusammensetzung des Sextner Konglomerats (Unterer Grödner Sandstein). L = 2—10 cm.

sembra tuttavia più accettabile l'ipotesi che detti ciottoli derivino dall'erosione di livelli clastici rossi tardo paleozoici della Carnia più antichi delle Arenarie di Val Gardena ivi affioranti.

Nella zona del Passo di M. Croce Comelico, nella parte inferiore e media dei conglomerati ove compaiono i ciottoli carbonatici e di arenarie e siltiti, si notano spesso, soprattutto nei banchi costituiti in prevalenza da elementi carbonatici, delle croste calcaree lentiformi dello spessore per lo più di 5—10 cm (max. 30 cm) che non di rado simulano i comuni strati di calcare sedimentario. Il più delle volte queste croste sono impostate in livelli sottili di ciottoli calcarei che risultano così tutti fra loro saldati e mascherati. A volte, invece di croste lentiformi, si osservano placche irregolari, più o meno di forma tabulare, di materiale conglomeratico o arenaceo cementato da carbonato di calcio. Il calcare incrostante è di colore chiaro e per lo più notevolmente fine.

Sull'origine di queste croste calcaree non sembra possano sussistere dubbi; si tratta di quei depositi carbonatici di origine chimica (caliche), che si formano di solito per intensa evaporazione di una falda freatica carica di bicarbonato calcio. L'ambiente climatico più favorevole alla formazione di questi depositi sembra essere quello caldo e semi-arido (J. H. DURAND, 1952).

A volte, al posto del cemento calcareo, si osserva un cemento costituito da un mosaico dolomitico cristallino derivante con molta probabilità dalla sostituzione di un originario cemento di carbonato di calcio.

Strutture e caratteristiche tessiturali dei conglomerati di Sesto. Per quanto riguarda la stratificazione e le caratteristiche strutturali, in generale vale più o meno quanto detto per gli affioramenti più maturi del Conglomerato di Ponte Gardena. Le caratteristiche granulometriche sono riportate in Abb. 1 e in Tab. 2.

Assai interessante è l'analisi dei dati morfometrici dei ciottoli di quarzo. Le mediane dello smussamento sono abbastanza elevate essendo comprese fra 133 e 246 (Tab. 3). Tuttavia gli istogrammi dello smussamento (N. 11, 12, 13 e 14 di Abb. 2) e le relative curve cumulative ci indicano chiaramente che i ciottoli di quarzo sono in parte rimaneggiati. Il rimaneggiamento è evidente soprattutto nell'istogramma 14 (M. Covolo, parte basale della serie) che appare marcatamente bimodale e assai piatto. Gli elementi rimaneggiati sono soprattutto quelli con smussamento superiore a 250 e sono riconoscibili anche perchè sono di solito piuttosto piccoli, non superando in generale i 5—6 cm. Le più alte percentuali di questi elementi si riscontrano nei pressi del Passo di M. Croce Comelico ove sono associati ai ciottoli calcarei e arenaceo-siltosi. Verso S. Candido e verso il Comelico la loro percentuale diventa bassissima (1—2%).

Fatto degno di nota è che alcuni dei ciottoli rimaneggiati (in una percentuale compresa per lo più fra il 10 e il 20%) risultano interessati da fratture fresche. Gli spigoli generati da queste fratture sono assai debolmente smussati. Da ciò si può dedurre che: 1. tali ciottoli sono stati elaborati quasi esclusivamente in un precedente o in precedenti cicli sedimentari; 2. durante l'ultimo trasporto sono stati sottoposti ad urti tali da venire frammentati (è infatti da escludere l'azione del gelo). Si deve quindi pensare che il corso o i corsi d'acqua lungo i quali ven-

nero trasportati i conglomerati di Sesto erano caratterizzati dalla presenza di cascate o per lo meno di rapide o gole in cui era possibile la frammentazione dei ciottoli di quarzo. Corsi d'acqua, quindi, con caratteristiche fortemente torrentizie e con elevata pendenza del letto.

Lo smussamento dei ciottoli di calcare, di arenarie-siltiti e di rocce effusive non è molto elevato. Per quanto riguarda i calcari e le arenarie-siltiti si può ammettere che essi abbiano effettuato in media un tragitto di circa 30 Km.

L'appiattimento delle arenarie-siltiti è molto pronunciato, indice di elevata fissilità delle rocce madri. I calcari invece sono poco appiattiti, essendo la mediana dell'appiattimento pari a 1,51. Questo valore è estremamente basso e tale da escludere un ambiente climatico freddo (A. CAILLEUX & J. TRICART, 1959).

Ambiente e modalità di sedimentazione. Circa le modalità di sedimentazione possiamo dire che esse non furono molto dissimili da quelle illustrate per il Conglomerato di Ponte Gardena della Val Sugana. Esistono molti fattori che inducono a ritenere trattarsi di depositi di conigli alluvionali (probabilmente coalescenti): 1. sovente lo spessore dei conglomerati va diminuendo lungo varie direzioni che divergono più o meno a ventaglio partendo da zone di massima potenza (accentrate per lo più presso il Passo di M. Croce Comelico); 2. la diminuzione di spessore è spesso accompagnata da diminuzione della grossolanità; 3. l'indicazione di un tipo di deposizione più o meno forzata da parte delle curve cumulative N. 11 e 12 di Abb. 1). A queste particolarità si aggiungono strutture più o meno embricate, qualche stratificazione incrociata e qualche canale di erosione.

L'ambiente climatico sembra analogo a quello caratteristico del Conglomerato di Ponte Gardena, come si può dedurre dalla Abb. 4. L'esistenza di un clima caldo e semi-arido è confermato anche dalla presenza delle croste calcaree (*caliche*) nella parte inferiore e media dei conglomerati di Sesto nella zona del Passo di M. Croce Comelico.

Le condizioni climatiche sotto le quali si formò il Conglomerato di Ponte Gardena perciò non variarono molto anche dopo la messa in posto delle vulcaniti atesine, durante la sedimentazione delle Arenarie di Val Gardena, anche se probabilmente ci fu una progressiva diminuzione della piovosità.

Considerazioni paleotettoniche. Dalla tab. 3 appare evidente che i ciottoli dei conglomerati di Sesto presentano uno smussamento inferiore (escludendo naturalmente gli elementi rimaneggiati) di quello dei ciottoli del sottostante Conglomerato di Ponte Gardena affiorante a S. Candido. Le cause di queste differenze possono essere soprattutto due: climatiche o tettoniche. Si è visto che il clima non sembra presentare variazioni notevoli passando dall'una all'altra formazione. Tuttavia anche supponendo che il clima possa avere subito qualche cambiamento, bisogna ammettere che la causa principale del minor grado di maturità tessiturale dei conglomerati di Sesto sia dovuto ad un innalzamento tettonico avvenuto prima e probabilmente durante la deposizione dei conglomerati stessi. La presenza di ciottoli di Calcare di Trogkofel indica senza possibilità di dubbio che nel Permiano medio il bacino di provenienza dei conglomerati di Sesto fu interessato da un sollevamento tettonico. In seguito a questo solle-

vamento venne eroso sia il calcare di Trogkofel che la sovrastante Breccia di Tarvisio. Il sollevamento tettonico dovette interessare zone abbastanza prossime alle Dolomiti nord-orientali, come dimostra il mediocre grado di elaborazione dei ciottoli calcarei e arenaceo-siltosi; dovette essere anche piuttosto marcato e rapido se in seguito ad esso si formarono corsi d'acqua fortemente torrentizi con cascate, rapide o forre, come indica la frammentazione dei ciottoli rimaneggiati di quarzo. A questo sollevamento del bacino di erosione probabilmente si accompagnò, nelle Dolomiti nord-orientali, anche uno sprofondamento del bacino di sedimentazione dei conglomerati.

E' possibile che questi sollevamenti e sprofondamenti siano imputabili a movimenti tardivi della fase saaliana, che coinvolsero zone della catena carnica prossima alle Dolomiti e in parte e più debolmente anche queste ultime. Secondo P. LEONARDI (1965, 1966) i movimenti della fase saaliana interessarono il complesso porfirico e addirittura le Arenarie di Val Gardena delle Dolomiti; anche secondo A. BOSELLINI (1965) faglie subverticali furono attive nelle Dolomiti nord-occidentali in vari momenti del Permiano.

C. Età del Conglomerato di Ponte Gardena e dei conglomerati di Sesto

Il problema dell'età del Conglomerato di Ponte Gardena è stato ampiamente trattato da P. LEONARDI (1966) e quindi riteniamo inutile dilungarci sull'argomento. Vorremmo invece soffermarci sulle novità emerse dallo studio dei conglomerati di Sesto, che ci sembra possano portare utili contributi per la datazione dei terreni permiani delle Dolomiti, almeno di quelle orientali.

Si è visto che i conglomerati di Sesto contengono ciottoli fossiliferi del Calcare di Trogkofel e della Breccia di Tarvisio. E' perciò evidente che essi e quindi l'intera formazione delle Arenarie di Val Gardena delle Dolomiti orientali non possano essere più antichi della parte basale del Permiano medio, considerando che con il Calcare di Trogkofel e con la Breccia di Tarvisio si chiude, in Carnia, il Permiano inferiore (F. KAHLER, 1963; R. SELLI, 1963).

Possono queste considerazioni essere considerate valide anche per le Arenarie di Val Gardena delle altre zone delle Dolomiti? E' impossibile per ora dare una risposta. I dati paleontologici non sono stati finora di grande aiuto, dato che in base ad essi le Arenarie di Val Gardena sono state via via attribuite al Permiano inferiore, a quello medio, alla parte basale del Permiano superiore e addirittura al Carbonifero superiore. Tuttavia, trattandosi di depositi alluvionali, è assai probabile (P. LEONARDI, 1967; A. BOSELLINI & R. DAL CIN, 1968) che i vari affioramenti non siano coevi e che quindi esista uno sfasamento fra l'inizio e la fine della sedimentazione delle Arenarie di Val Gardena nelle diverse zone delle Dolomiti.

Per quanto riguarda il Conglomerato di Ponte Gardena (Verrucano alpino), abbiamo visto che esso passa superiormente (a S. Candido), senza visibili discontinuità, ai soprastanti conglomerati di Sesto. E' ragionevole quindi sostenere che almeno in parte esso appartenga alla parte alta del Permiano inferiore. Tuttavia, dato che non esistono prove che possano escludere che parte di esso si sia formato addirittura nel Carbonifero superiore, si verrebbe a supporre per

questa formazione un periodo di sedimentazione assai lungo. E' però probabile che i vari affioramenti del Conglomerato di Ponte Gardena non abbiano tutti la medesima età e che l'inizio e la fine della loro sedimentazione siano avvenuti in tempi diversi in relazione con la morfologia continuamente in evoluzione dell'antico paesaggio post-ercinico e con la non contemporaneità di inizio della deposizione delle vulcaniti nelle varie zone delle Dolomiti.

Quanto sopra sembrerebbe avvalorato anche dal diverso grado di indurimento e in definitiva di diagenesi riscontrato nei vari affioramenti. Questo infatti farebbe supporre che alcuni conglomerati abbiano subito dei processi chimico-fisici che altri non hanno subito (o solo in parte); la qual cosa sembrerebbe presupporre una notevole differenza di età fra i vari affioramenti.

In definitiva, si ritiene probabile che alcuni affioramenti di Conglomerato di Ponte Gardena appartengano in parte al Carbonifero superiore mentre altri siano da ascrivere totalmente al Permiano (arrivando al massimo fino alla parte alta del Permiano inferiore).

Conclusioni

Lo studio sedimentologico-stratigrafico dei depositi conglomeratici permocarboniferi post-ercinici delle Dolomiti ha permesso di stabilire quanto segue.

Il Conglomerato di Ponte Gardena, giacente fra il basamento metamorfico e le vulcaniti atesine, è un deposito torrentizio discontinuo originatosi sotto un clima caldo e moderatamente semi-arido. Esso si è depositato essenzialmente in due distinti ambienti: il primo topograficamente poco rilevato, il secondo pedemontano. Le regioni rilevate erano attraversate da incisioni brevi e poco profonde entro le quali, durante piene violente e improvvise, veniva trasportato e depositato, talvolta in massa, materiale ghiaioso grossolano e assai poco maturo (conglomerati della Val Gardena, della Val di Funes e del Comelico). Accanto alle zone topograficamente rilevate esistevano vaste depressioni vallive forse generate da faglie, entro le quali si formavano, allo sbocco dei torrenti, depositi di conii di deiezione ed estesi espandimenti alluvionali (affioramenti di S. Candido e dell'alta Val Sugana).

I conglomerati di Sesto (giacenti sopra le vulcaniti atesine e costituenti nella Val di Sesto e nel Comelico la parte basale delle Arenarie di Val Gardena) si sono formati anch'essi in ambiente pedemontano, sotto un clima caldo e semiarido. Nelle Dolomiti nord-orientali l'ambiente torrentizio si mantenne quindi per un certo tempo anche dopo la messa in posto delle vulcaniti atesine. Accentuandosi lo spianamento e l'invecchiamento del paesaggio postercinico prese poi anche qui il sopravvento, pur senza sostanziali cambiamenti di clima, una sedimentazione di materiali più fini, soprattutto di canali fluviali e di piane d'inondazione, che nelle altre zone delle Dolomiti era iniziata con la fine dell'attività vulcanica (Arenarie di Val Gardena).

Sulla base della composizione litologica e delle caratteristiche tessiturali dei conglomerati di Sesto, si desume che il loro bacino di alimentazione subì, nel Permiano, un sollevamento tettonico in seguito al quale venne eroso, tra l'altro, il Calcare di Trogkofel. E' evidente quindi che la base delle Arenarie di Val

Gardena delle Dolomiti Orientali non può essere più antica di questa formazione con cui si chiude in Carnia il Permiano inferiore.

Circa l'età del Conglomerato di Ponte Gardena, che a S. Candido è subito sottoposto ai conglomerati di Sesto, si deduce che esso, almeno in parte, è permiano. Tuttavia è probabile che l'inizio e la fine della sedimentazione nelle varie zone delle Dolomiti siano avvenuti in tempi diversi in relazione con la morfologica continuamente in evoluzione dell'antico paesaggio post-ercinico e con l'inizio dell'attività vulcanica nelle diverse zone della regione. E' quindi assai probabile che mentre alcuni affioramenti siano riferibili totalmente al Permiano (arrivando al massimo fino alla parte alta del Permiano inferiore altri appartengano in parte anche al Carbonifero superiore.

Bibliografia

- ACCORDI, B. (1956): Verrucano Alpino. — *Lex. Strat. Intern.*, 1, Europa, fasc. 11 Italia, 134—135.
- ACCORDI, B. (1959): Il Permiano superiore delle Dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica. — *Est. Geol., Inst. „Lucas Mallada“*, 15.
- ALLEN, J. R. L. (1963): The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. — *Sedimentology*, 2, 93—114.
- ALLEN, J. R. L. (1965): A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. — *Sedimentology*, 5, 91—191.
- ASSERETO, R., & CASATI, P. (1966): Il „Verrucano“ nelle prealpi lombarde. — *Atti Symp. Verrucano, Pisa, Soc. Tosc. Sc. Nat.*, 247—265.
- BLISSENBACH, E. (1954): Geology of alluvial fans in semiarid regions. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 66, 175—190.
- BLUCK, B. J. (1965): The sedimentary history of some triassic conglomerates in the Vale of Glamorgan, South Wales. — *Sedimentology*, 4, 225—246.
- BOSELLINI, A. (1965): Particolarità tettoniche nelle Dolomiti nordoccidentali. — *Ann. Univ. Ferrara, Sez. 9, 1, N. 1*.
- BOSELLINI, A., & DAL CIN, R. (1968): Sedimentologia delle Arenarie di Val Gardena. Sezione di San Martino in Badia (Bolzano). — *Boll. Soc. Geol. It.*, 87, 401—423.
- CAILLEUX, A., & TRICART, J. (1959): Initiation à l'étude des sables et des galets. — *Cent. Doc. Univ.*, T. I, II, III, p. 765.
- CASTIGLIONI, B. (1939): Il gruppo delle Pale di S. Martino. — *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, 13.
- DAL CIN, R. (1963): Primi risultati di uno studio sul „Verrucano alpino“ delle Dolomiti settentrionali. — *Boll. Soc. Geol. It.*, 82, 93—105.
- DAL CIN, R. (1965): La geologia del Monte Covolo nell'alta Val di Sesto (Alto Adige Orientale). — *St. Trent. Sc. Nat., Sez. A*, 42, 95—109.
- DAL CIN, R. (1966): Caratteristiche morfometriche e granulometriche di alcuni affioramenti di Conglomerato basale (Verrucano alpino) delle Dolomiti. — *Atti Symp. Verrucano, Pisa, Soc. Tosc. Sc. Nat.*, 275—290.
- DAL CIN, R. (1967): Conglomerato basale. — In: P. LEONARDI: *Le Dolomiti, Geologia dei Monti tra Isarco e Piave*, Manfrini edit., Rovereto, 37—46.
- DAL CIN, R. (1968 a): "Pebble clusters": their origin and utilization in the study of palaeocurrents. — *Sedimentary geology*, 2, 233—241.
- DAL CIN, R. (1968 b): Climatic significance of roundness and percentage of quartz in conglomerates. *Jour. Sed. Petr.*, 38, 1094—1099.
- DAL PIAZ, GB. (1934): Studi geologici sull'Alto Andige orientale e regioni limitrofe. — *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, 10.
- DAL PIAZ, GB. (1942): Geologica della bassa Val d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce. — *Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid.*, 10, 177—360.
- DOZY, J. J. (1935): Über das Perm der Südalpen. — *Leid. Geol. Mededl.*, 7, 41—62.

- DURAND, J. H. (1952): Les différents types de croûtes, leurs caractères principaux, leur signification climatique. — Actes du Cong. Panaf. de Prehist., II Session, Alger, 277—278.
- ELLENBERGER, F. (1966): Le Permien du pays du Vanoise. — Atti Symp. Verrucano, Pisa, Soc. Tosc. Sc. Nat., 170—211.
- ELTER, P., GIGLIA, G., RAU, A., & TONGIORGI, M. (1966): Il Verrucano della Verruca (Monti Pisani) nel quadro della serie del Carbonifero, del Permiano e del Trias della Toscana settentrionale. — Atti Symp. Verrucano, Pisa, Soc. Tosc. Sc. Nat., 3—33.
- FABRE, J., & FEYS, R. (1966): Les series bariolées du massif de Rochaille: leurs rapports avec le „Verrucano“ de Briançon et les „permien“ de Maurienne et de Tarentaise. — Atti Symp. Verrucano, Pisa, Soc. Tosc. Sc. Nat., 143—169.
- FALKE, H. (1966): Das Unterperm zwischen der Nordsee und dem Alpenraum. — Atti Symp. Verrucano, Pisa, Soc. Tosc. Sc. Nat., 324—354.
- FELLERER, R. (1968): Geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen zwischen Passo Cereda und Forcella Aurine (Norditalien). — Lud.-Max.-Universität, München, 1—73.
- FISCH, W. (1961): Der Verrucano auf der Nordost-Seite des Sernftales (Kt. Glarus). — Mitteil. Natur. Gesell. Kt. Glarus, 11, 3—88.
- FISCH, W., & RYE, W. (1966): Der Verrucano in den Glarner Alpen. — Atti Symp. Verrucano, Pisa, Soc. Tosc. Sc. Nat., 233—244.
- FRIZ, C. (1958): Osservazioni sulla serie paleozoica e sulle mineralizzazioni uranifere della Carnia e del Comelico. — C. N. R. N., St. Ric. Div. Geomin., 1, 673—686.
- FUGANTI, A., & MORTEANI, G. (1965): La geologia dei dintorni di Roncegno (Trento). — St. Trent. Sc. Nat., Sez. A, 42, 5—80.
- GIANNOTTI, G. P. (1958): La serie permo-carbonifera delle Alpi centro orientali. — C. N. R. N., St. Ric. Div. Geom., 1, 291—321.
- HEISSEL, W., & LADURNER, J. (1936): Geologie des Gebietes von Villnöss, Gröden, Schlern, Rosengarten. — Jb. Geol. B.-A., 86, 1—63.
- HERITSCH, F. (1934): Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 26, 162—190.
- HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen — Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Baer. — Graz, p. 205.
- HERITSCH, F., & KUEHN, O. (1951): In SCHAEFFER (F. X.) — Geologie von Österreich. Deuticke, 2. Aufl., 233—298, Wien.
- HUBER, R. (1964): Etude geologique du massif du Gufelstock avec stratigraphie du Verrucano. — Mitt. Geol. Inst. Eidg. Techn. Hochschule Univ. Zürich, 23, 1—154.
- KAHLER, F. (1963): Die jungpaläozoischen Ablagerungen auf dem variszischen Sockel der Südalpen, des Balkans und Ungarns. — Giorn. di Geologia, 31, 245—254.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Geologie von Tirol. — Gebrüder Bornträger, Berlin, p. 872.
- KUEHN, O. (1962): Verrucano (Alpiner . . .). — Lex. Strat. Int., 1, Europa, Fasc. 8 Autriche, p. 498.
- LAMING, D. J. C. (1966): Imbrications, paleocurrents and other sedimentary features in the lower New Red sandstones, Devonshire, England. — Jour. Sed. Petr., 36, 940—959.
- LEONARDI, P. (1943): Sintesi stratigrafico-tettonica e nuova carta geologica al 50.000 della Val Gardena e dei gruppi dolomitici circostanti. — L'Universo, 24, 1—39.
- LEONARDI, P. (1955): Breve sintesi geologica delle Dolomiti occidentali. — Boll. Soc. Geol. It., 74, 1—79.
- LEONARDI, P. (1965): Tettonica e tetto-genesi delle Dolomiti. — Atti Acc. Naz. Lincei, S. 8, 7, Sez. II, fasc. 3.
- LEONARDI, P. (1966): Considerazioni sull'età e sulla denominazione del Conglomerato basale (Verrucano Alpino auct.) delle Alpi Meridionali. — Atti Symp. Verrucano, Soc. Tosc. Sc. Nat., Pisa, 266—274.
- LEONARDI, P., & SACERDOTI, M. (1967): Complesso effusivo porfirico atesino. In: P. LEONARDI „Le Dolomiti: Geologia dei Monti tra Isarco e Piave“, Edit. Manfrini, Rovereto.
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G., & MILLER, J. P. (1964): Fluvial processes in Geomorphology. — Freeman and Co., p. 522.
- LUSTIG, L. K. (1965): Clastic sedimentation in Deep Springs Valley, California. — Geol. Surv. Prof. Paper, 352-F, 131—192.

- MCKEE, E. D., & WEIR, G. W. (1953): Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 64, 381—390.
- MECKEL, L. D. (1967): Origin of Pottsville conglomerates (Pennsylvanian) in the Central Appalachians. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 78, 223—258.
- MERLA, G. (1931 a): Osservazioni morfologiche e tettoniche sugli altipiani ampezzani (Fosses, Sennes, Fanes). — *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, 42, 1—45.
- MERLA, G. (1931 b) Osservazioni geologiche sulle Dolomiti di Sesto in Pusteria. — *Atti Soc. It. Prog. Sc.*, 2.
- MICHARD, A., & VIALON, P. (1966): Permo-Trias, Permien s.l. et Permo-Carbonifère métamorphisées des Alpes Cottiennes internes: les facies „Verrucano“ et les series volcano-detritiques du Massif Dora-Maira. — *Atti Symp. Verrucano, Pisa, Soc. Tosc. Sc. Nat.*, 116—135.
- MITTEMPERGER, M. (1962): Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena. — *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., S. A., f. II.*
- MUTSCHLECHNER, G. (1933): Geologie der Peitlerkofelgruppe (Südtiroler Dolomiten). — *Jb. Geol. B.-A.*, 83, 75—112.
- NAGTEGAAL, P. C. J. (1966): Scour-and-fill structures from a fluvial piedmont environment. — *Geol. en Mijnbouw*, 10, 342—354.
- NILSEN, T. H. (1969): Old red sedimentation in the Buelandet-Voerlandet Devonian district, Western Norway. — *Sedimentary Geo.*, 3, 35—58.
- PIA, J. (1937): Stratigraphie und Tektonik der Prager Dolomiten in Südtirol. — *Wien*, 15—248.
- PICHLER, H. (1962): Beiträge zur Tektonik des Südtiles der Bozener Porphyroplatte im Raum um Trient (Oberitalien). — *Mitt. Geol. Ges.*, 55, 41—54.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1965): Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges), Kärnten, Österreich. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaust.*, 14—15, 229—266.
- SELLI, R. (1963): Schema geologica delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. — *Giorn. di Geol.*, S. 2 a, 30, 1—121.
- TOLLMANN, A. (1962): Alpiner Verrucano. — *Lex. Strat. Int.*, 1, Europe, Fasc. 8, Autriche, 13—15.
- TOLLMANN, A. (1964): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. — *N. Jb. Paläont.*, 5, 270—299.
- TRENER, G. B. (1957): Morfologia di Cima d'Asta, Lagorai e Valsugana. — In: *Scritti Geografici e Geologici*; v. II, *St. Trent. Sc. Nat.*, 34, 595—649.
- TREVISAN, L. (1955): Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico. — *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, 62.
- TRICART, J. (1965): Principes et méthodes de la Géomorphologie. — *Masson et C. ie*, p. 496.
- TRÜMPY, R. (1966): Considérations générales sur le „Verrucano“ des Alpes suisses. — *Atti Symp. Verrucano, Pisa, Soc. Tosc. Sc. Nat.*, 212—232.
- WILLIAMS, E. (1969): Characteristics and origin of precambrian pediment. — *Journ. of Geology*, 77, 183—207.
- WOLFF, F. v. (1908): Beiträge zur Petrographie und Geologie des „Bozener Quarzporphyrs“. 1. Die Gliederung und petrographische Beschaffenheit des Quarzporphyrsystems der Umgebung von Bozen (Südtirol). — *N. Jb. Min., Geol. Pal., Beil.*, 27, 72—156.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 75—78	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 75—78	Wien, März 1972

Fortschritte in der Kenntnis der Trias und des Paläozoikums der Monti Pisani (Italien) nach dem 1. Symposium über Verrucano (Pisa, 1965).

VON A. RAU & M. TONGIORGI *)

Mit 1 Abbildung

Nach dem Symposium über den Verrucano, das im September 1965 in Pisa stattgefunden hat, sind die Forschungen über das Paläozoikum und die Trias der Monti Pisani weiter fortgesetzt worden. Man hat im besonderen versucht, auf einige während des Symposiums aufgetauchte Probleme und Zweifel eine Antwort zu geben. Hier werden wir die erreichten Hauptresultate in der stratigraphischen Gliederung und Einstufung dieser Komplexe zusammenfassend darlegen.

a) Um die Chronologie der verschiedenen Glieder der klastischen triassischen Schichtenfolge in dem „locus typicus“ der Monti Pisani genauer bestimmen zu können, haben die Verfasser die Lamellibranchiaten-Fauna, die schon von FUCINI und ARTHABER studiert und als kretazisch gehalten wurde, wieder in Erwägung gezogen (A. RAU & M. TONGIORGI, 1966).

Man hat als Herkunftsniveau der Fossilien den geringmächtigen Horizont der „Scisti verdi“ identifiziert, d. h. die grünlichen z. T. quarzitischen Schiefer, die an der Basis der mächtigen quarzitischen Folge lagern, die den oberen Teil jenes Komplexes ausmacht, den TREVISAN als „Verrucano tipico“ bezeichnet hatte (L. TREVISAN, 1955). Die neue Forschung hat ermöglicht 20 verschiedene Arten von Zweischalern zu erkennen: unter diesen gibt es eine neue Art, die aber eng verwandt ist mit Arten des unteren Karn. Die anderen sind fast alle ausschließlich der karnischen Stufe (wir erinnern z. B. an *Cornucardia hornigi* BITTNER, *Avicula cassiana* BITTNER usw.) ausgenommen der *Parallelodon esinensis* (STOPPANI), *Mysidioptera ornata* SALOMON, *Myophoriopsis (pseudocorbula) subundata* (SCHAUROTH), die man auch im Mitteltrias findet. Die beiden letzten überschreiten nicht das Unterkarn (Cordevolico). Unter den karnischen Arten erwähnen wir die *Arcoptera areata* BROILI, *Myoconcha recta* BROILI, *Myophoriopsis araneensis* ALLASINAZ und *M. arta* ALLASINAZ, die sicher auf das Unterkarn beschränkt sind. Das unter-karnische Alter der „Scisti verdi“ scheint doch ohne Zweifel festgestellt. Die sedimentologischen Züge und die Fauna der „Scisti verdi“ erlauben es, an ihre Ablagerung in einer Gezeitenlagune mit schlammigem Boden, niedrigem, stillem Gewässer und beschränkten Verbindungen mit dem offenen Meer zu denken. Brackische bzw. gelegentliche Sättigungs-Bedingungen im Ablagerungsmilieu der „Scisti verdi“ sind in der Tat anzunehmen.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. A. RAU, Prof. M. TONGIORGI, Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Pisa, Via S. Maria 53.

Die „Scisti verdi“ stellen die ersten Meerablagerungen in der klastischen triassischen Schichtenfolge der Monti Pisani dar. Sie können deshalb als Leitstufe dienen, um den „Verrucano tipico“ von TREVISAN in zwei verschiedene Folgen zu trennen: die hochgelegene quarzitische Folge des Monte Serra und die untergelegene phyllitisch-konglomeratistische Folge des Monte Verruca, von denen nur der unteren die Benennung Verrucano vorbehalten werden muß, wie im vorigen Symposium vereinbart wurde.

Der Monte-Serra-Quarzit enthält den ganzen Karn, weil diese Schichtenfolge an der Basis die paläontologisch datierten „Scisti verdi“ des Unterkarn umfaßt und im Hangenden allmählich in die norischen Dolomiten und Rauhwacken übergeht.

Die Zuschreibung der Basis des Monte-Serra-Quarzites zum unteren Karn läßt vermuten, daß der oberste Teil der darunterliegenden Verruca-Schichten

Alter	NW der Asciano-Vorno Linie	SE der Asciano-Vorno Linie
Nor	"Grezzoni" (Dolomit u. Rauhwacke)	
Karn	"Quarziti viola-zonate" "Quarziti bianco-rosa" "Quarziti verdi" "Scisti verdi"	"Quarziti di Monte Serra"
Ladin	"Anageniti minute" "Scisti violetti" "Anageniti grossolane"	"Formazione della Verruca" (Verrucano s.s.)
Anis	?	
Skyth	?	
Zechstein	?	
Ob. Rotliegend	"Breccie e Conglom. di Asciano"	
Unt. Rotliegend	?	
Stephan	"Scisti di S. Lorenzo"	
Westfal D	?	
?	"Filladi e Quarziti listate di Buti" (Arenarie listate)	

Abb. 1. Stratigraphische Gliederung und Einstufung der triassischen und paläozoischen Schichtenfolgen der Monti Pisani.

nicht jünger als das Ladin sein muß. Das bestätigt die Äquivalenz mit der Mitteltrias von Punta Bianca, die schon anlässlich des Symposium von Pisa aufrechterhalten wurde. In Bezug darauf fügen wir hinzu, daß neue paläontologische Forschungen von FEDERICI (1966) das ladinische Alter der unmittelbar über dem Basiskonglomerat von Punta Bianca gelegenen Ablagerungen bestätigt haben. Auch was die ortho-prasinitischen Einschaltungen in die Mitteltrias von Punta Bianca und von dem westlichen Abhang der Apuanischen Alpen betrifft, so hat ein neues petrographisches Studium von RICCI (1968) ihre primäre Lage innerhalb der sedimentären Ablagerungen bestätigt, entsprechend der Hypothese, die während des Symposium in Pisa von P. ELTER, G. GIGLIA, A. RAU & M. TONGIORGI (1966) aufgestellt wurde.

Eine gewisse Unsicherheit besteht noch hinsichtlich der Altersbestimmung der unteren Grenze der Verruca-Schichten, d. h. über das Alter des Basiskonglomerates, das an der typischen Stelle direkt unter dem Schloß Verruca in Aufschluß tritt. Wir sind jedoch der Meinung, daß diese Konglomerate noch ladinisch oder höchstens auf den oberen Anis zu beziehen sind, und zwar in Anbetracht der Fazies dieser festländischen schnellabgelagerten Sedimente und wegen ihres Übergangs in die darüberliegenden ladinischen Schichten.

Die Unterteilung des „Verrucano tipico“ in zwei verschiedene Folgen, die von den Autoren einzeln beschrieben worden sind nach den neuesten internationalen Normen der stratigraphischen Nomenklatur (A. RAU, M. TONGIORGI, 1968 a, 1968 b), ist auch für die neue Ausgabe des Blattes 105 L u c c a der Geologischen Karte Italien 1 : 100.000 angewandt worden.

b) Was das Paläozoikum betrifft, haben die Verfasser der gegenwärtigen Mitteilung die Brekzien, die zwischen dem prä-triassischen Untergrund und den Verruca-Konglomeraten liegen, wieder in Betracht gezogen. Das hat ermöglicht, die sogenannte „Basisbrekzie“, die schon von M. TONGIORGI (1962) beschrieben wurde und die aus einigen Dezimetern praktisch nicht aufgearbeitetem Detritus am Dach der paläozoischen Ablagerungen besteht, von einer anderen, wesentlich mächtigeren Schichtenfolge zu unterscheiden (A. RAU, M. TONGIORGI, 1965). Diese Folge liegt in diskordanter Lagerung sowohl auf den permo-carbonischen S. Lorenzo-Schiefen als auch auf den vor dem Westfal D gefalteten Schiefen des Untergrundes. Sie besteht aus violetten Phylliten, die zahllose meist eckige Fragmente der älteren Schiefer umfassen und in echte Brekzien übergehen. Stellenweise findet man auch Konglomerateinschaltungen.

Die violette Färbung, die schlechte oder nicht vorhandene Sortierung der klastischen Komponenten, die Mächtigkeitsschwankungen (von 0 bis zu einigen Zehner Metern), das Fehlen einer guten Schichtung, weisen für diesen Komplex, welcher als „Folge von Asciano“ beschrieben worden ist, auf ein kontinentales Ablagerungsmilieu mit warmem Klima, durch Abwechslung von feuchten und trockenen Jahreszeiten und wahrscheinlich durch kurze aber starke Regenfälle ausgezeichnet.

Da der Ablagerung der Asciano-Schichten eine tektonische Phase vorausgeht, die wahrscheinlich das herzynische Relief verjüngert hat, kann man annehmen,

daß diese Schichten der raschen Ansammlung von unsortierten Abtragungsprodukten am Rand einer denudierten Schwelle entsprechen. In der Tat nimmt vom Nordrand des Monti Pisani-Massivs nach Süden die Mächtigkeit dieser Sedimente sehr schnell ab. Bei dem Monte Verruca sind sie nicht mehr vorhanden.

Das Alter dieser Ablagerungen, die von zwei „Diskordanzen“ nach oben und nach unten begrenzt sind, könnte jünger als die saalische, aber älter als die pfälzische Phase sein, und zwar „neopermien“ in dem Sinne der französischen Literatur. Wie könnten die Asciano-Schichten vermutlich dem oberen Rotliegenden zuordnen.

Was die untenliegenden kontinentalen S. Lorenzo-Schiefer des Oberen Karbons und des Autuns betrifft, so ist nichts Neues gefunden worden, ausgenommen der Entdeckung einer armen Fauna von Süßwasser-Zweischalern und Estherien am oberen Teil der Schichtenfolge, während einer Exkursion der Autoren zusammen mit W. REMY.

Es sind auch neue Forschungen über die Schiefer von Buti („Arenarie listate“) durchgeführt worden. Man hat mit einigen Rb/Sr Analysen am Gesamtgestein das Alter des schwachen Metamorphismus gemessen, der diese Schichten vor der Ablagerung der klastischen triassischen Serie interessiert hat. Dieses Alter, von 275 ± 12 M, entspricht dem oberen Karbon und erlaubt es, die asturische Phase der herzynischen Orogenese im Untergrund der Monti Pisani zu erkennen (S. BORSI, G. FERRARA, A. RAU, M. TONGIORGI, 1967).

Literatur

- BORSI, S., FERRARA, G., RAU, A., & TONGIORGI, M. (1967): Determinazione col metodo Rb/Sr dell'età delle Filladi e Quarziti listate di Buti (Monti Pisani). — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, vol. LXXIII, fasc. II, 632—646, 5 figg., 1 tab., Pisa.
- ELTER, P., GIGLIA, G., RAU, A., & TONGIORGI, M. (1966): Il Verrucano della Verruca (Monti Pisani) nel quadro delle serie del Carbonifero, del Permiano e del Trias della Toscana settentrionale. — Atti del Symposium sul Verrucano, Soc. Tosc. Sc. Nat., 3—33, 6 figg., Pisa.
- FEDERICI, P. R. (1966): Gasteropodi ladinici nei calcari di Punta Bianca (Golfo di La Spezia). — Riv. Ital. Paleont., vol. LXXII, n. 4, 999—1022, 1 fig., 2 tt., Milano.
- RAU, A., & TONGIORGI, M. (1965): A proposito di un presunto „Orthoceras“ dei Monti Pisani. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, vol. LXXII, fasc. II, 515—519, Pisa.
- RAU, A., & TONGIORGI, M. (1966): I Lamellibranchi triassici del Verrucano dei Monti Pisani (nuova revisione). — Palaeont. It., vol. LXI (N. ser. vol. XXXI), 187—234, Tav. LXXI—LXXIV, 22 figg., Pisa.
- RAU, A., & TONGIORGI, M. (1968 a): Formazione della Verruca. — Studi Illustr. Carta Geol. d'Italia-Formazioni Geologiche, fasc. 1, 19—33, 6 figg., Pisa.
- RAU, A., & TONGIORGI, M. (1968 b): Quarziti di Monte Serra. — Studi Illustr. Carta Geol. d'Italia-Formazioni Geologiche, fasc. 1, 41—56, 7 figg., Pisa.
- RICCI, C. A. (1968): Le rocce metamorfiche di natura basica e ultrabasica nelle serie a facies toscana. Studio chimico e petrografico. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A., vol. LXXV, fasc. 1, 1—67, 11 figg., Pisa.
- TONGIORGI, M. (1962): La serie triassica del „Verrucano tipico“ ed i suoi rapporti con le formazioni paleozoiche. In: SCHIAFFINO, L., & TONGIORGI, M.: Stratigrafia del Verrucano dei Monti Pisani. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, vol. LXIX, fasc. II, 382—446, 24 figg., 3 tabb., Pisa.
- TREVISAN, L. (1955): Il Trias della Toscana ed il problema del Verrucano triassico. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, vol. LXII, fasc. 1, 1—30, 7 figg., Pisa.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 79—81	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 79—81	Wien, März 1972

Verrucano in Westösterreich

Von W. HEISSEL *)

Unter Westösterreich kann man die Bundesländer Vorarlberg, Tirol und Salzburg verstehen. Unter Verrucano versteht man aber all das, was sich zeitlich nicht genauer hat einstuft lassen, als älter als Trias und jünger als die Basisgesteine, auf denen die verschiedenen Triasabfolgen in Nord-, Zentral- und Südalpen aufliegen.

Schon am locus typicus am Monte Verruca bei Pisa in Italien ist im Laufe der Zeit das, was dort als Verrucano bezeichnet worden ist, ganz verschieden altersmäßig eingestuft worden. Der Name stammt von P. SAVI (1832).

Später wurden diese Gesteine als kontinentale Unterkreide (Wealden) aufgefaßt, dann auf Grund von Fährten als Obertrias. C. E. BURCKHARDT (1934) stellt diese klastischen Ablagerungen auf Grund von Pflanzenresten ins Oberkarbon bis Unterperm (Stephanien bis Autunien). Die Schichten mit den Saurier-Fährten wären transgressiv darüber liegender Keuper. Aber eben dieser C. E. BURCKHARDT weist auch darauf hin, daß Verrucano kein stratigraphisch-altersmäßiger sondern nur ein lithologischer Begriff sein kann.

Faßt man die gesamten unter den Begriff Verrucano fallenden Gesteine zusammen, so bleibt als Hauptmerkmal eine gröbere Klastizität, d. h. eine Gesteinsausbildung von größerem Sandstein bis zu Konglomerat, wobei die Zusammensetzung dieser Konglomerate von Ort zu Ort ganz verschieden sein kann, weiters, daß diese Gesteine permisches Alter besitzen.

Nun sehen wir uns die betreffenden Vorkommen in Westösterreich an und beginnen wir mit dem Raum der Nördlichen Kalkalpen.

Die Sedimentfolge beginnt mit der Untertrias in Form von Buntsandstein in Vorarlberg und Tirol, d. i. im Bereich der bayrisch-tirolischen Fazies, und mit Werfener Schichten (z. T. auch Buntsandstein) in Salzburg im Bereiche der Berchtesgadener Fazies.

Besonders im Buntsandstein und auch an seiner Basis treten Konglomerate auf, vorwiegend aus Quarzgeröllen bestehend, örtlich auch mit Geröllen paläozoischer Dolomite oder aus Bruchstücken von Grauwackenschiefern zusammengesetzt. Aber schon R. KLEBELSBERG (1935) hat betont, daß eine Aufteilung in Perm-Konglomerate (= Verrucano) und Trias (= Buntsandstein) nicht möglich ist.

Im Raume der Berchtesgadener Fazies in Salzburg fehlen am locus typicus der Werfener Schichten bei Werfen — Bischofshofen im Salzachtal größer klastische Ablagerungen. Dagegen findet sich, allerdings von der Triasabfolge tektonisch getrennt, zwischen Werfener Schichten und Grauwacken ein Gestein, das früher

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. W. HEISSEL, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.

als „Grüne Werfener von Mitterberg“ bezeichnet wurde. Dem Alter nach würde dieses Gestein wohl dem Begriff Verrucano gerecht, nicht aber in lithologischer Hinsicht. Es ist überwiegend fein- bis feinstklastisch und entspricht in großen Teilen mit seiner Anhydrit- und Steinsalzführung mehr einem Haselgebirge.

Südlich an die Nördlichen Kalkalpen stößt die Nördliche Grauwackenzone. Dort, wo sie in voller Breite entwickelt ist (östlich Schwaz), sind ihre Gesteine auch eindeutig von denen der Kalkalpen und damit des Skyth zu trennen. Von Landeck an westwärts hingegen ist die Grauwackenzone auf einem ganz schmalen Streifen tektonisch reduziert und hier laufen unter der Bezeichnung Verrucano eine ganze Reihe von Gesteinen, teilweise ganz zu Unrecht.

An erster Stelle sind es hier Quarzite und Serizitquarzite bis Serizitschiefer. Dazu kommen Übergänge zu Quarzkonglomeraten geringerer Korngröße. Durch Feldspatbeimengungen bestehen Übergänge zu Arkosen.

Diese Gesteine sind mit feinblättrigen Phylliten innig verschuppt und verfalt.

Unter diesen „Verrucano“-gesteinen finden sich eine ganze Reihe von Typen, wie sie vollkommen entsprechend auch in der Grauwackenzone, vor allem in der Salzburger Grauwackenzone auftreten und dort als Karbon (Oberkarbon) eingestuft werden müssen.

Dieses Karbon der Grauwackenzone aber hat lithologisch engste Beziehungen zum Pflanzen-führenden Karbon des Nöblacher Joches. Dort hat man aber nur stets von Oberkarbon (Ottweiler Stufe = Stephan), noch nie aber von Verrucano gesprochen. Im Rückschluß wäre auch für diese Gesteine der reduzierten Grauwackenzone westlich Landeck nur von Oberkarbon für die betreffenden Gesteine zu sprechen.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse im Raume von Bartholomäberg—Silberberg in Vorarlberg. Für die betreffenden Gesteine verwendet auch H. MOSTLER (siehe Exkursionsführer) die Bezeichnung Karbon.

Nun zum „Verrucano“ in den Zentralalpen: Trotz der ganz verschiedenen großtektonischen Stellung der einzelnen Baueinheiten der Zentralalpen — Unter- bis Oberostalpin — zeigen die dem Begriff des Verrucano gerecht werdenden Gesteine ziemliche Übereinstimmung. Die Unterschiede sind mehr durch nachträgliche Metamorphose bedingt, als im sedimentären Ausgangsmaterial gegeben.

Schon an der Basis der Brennermesozoikums wird dies deutlich. Die Sandsteine und Konglomerate sind \pm stark glimmerig-schiefrig (bei den Konglomeraten das Bindemittel), wie an der Basis der Tribulaun-Gruppe oder an der der Kalkkögel im äußeren Schlicker Tal. Dort aber, wo eine deutliche Metamorphose fehlt, wie etwa nächst der Starkenburger Hütte in den Kalkkögeln herrschen wieder graue bis grünlichgraue Sandsteine und Quarzkonglomerate bis Arkosen (örtlich durch Magnetit und Hämatit dunkel). Genau so finden sie sich auf der Südseite der Öztaler Gneise am Endkopf bei Graun. Zu den Grauwacken aber vermitteln die kleinen tektonischen Schuppen, wie sie zwischen Silvretta-Decke, i. e. S. und der liegenden Phyllitgneisdecke und zwischen dieser und dem Landecker Quarzphyllit eingeklemmt sind.

Diesen lithologisch vollkommen entsprechend sind auch die „Verrucano“-Quarzite am Rande des Unterengadiner Fensters im Unterostalpin. Stets sind es

± serizitische Schiefer bis Serizitquarzite von grünlicher, grauer oder violetter Farbe.

Vom Unterengadiner Fenster ist es nicht weit in den Raum der Ortler-Gruppe. Wieder sind es dort dieselben Gesteine, die als Verrucano angesprochen werden. Offen ist im Münstertal und im oberen Vintschgau nur die Frage, wie weit nicht auch diaphthoritisch-kataklastisches Kristallin (Münstertaler Gneise) am „Verrucano“-Komplex beteiligt sind.

Westlich der Brennerfurche, im Tauernfenster-Rahmen, sind es wieder dieselben grünlichen bis weißlichen Quarzite mit rötlichen Quarzgeröllen, wie im Unterostalpin des Engadiner Fensters.

Aus dieser Übersicht ergibt sich, daß in den westlichen Ostalpen der „Verrucano“ uneinheitlich ist. Die Basiskonglomerate des Buntsandsteins sind etwas ganz anderes als die quarzitisch-konglomeratischen Gesteine in den Zentralalpen. Für die Buntsandstein-Basiskonglomerate ist immer noch skythisches Alter möglich, wenn nicht wahrscheinlich. Für einen Teil der „Verrucano“-Gesteine am Kalkalpensüdrand westlich Landeck steht fest, daß sie Oberkarbon der Grauwackenzone sind.

Für die grünlichen, grauen, violettlichen, auch weißlichen, ± serizischen Quarzite bis Quarzschiefer der Zentralalpen aber steht fest, daß sie weitestgehend den Gesteinstypen entsprechen, wie sie im Helvetikum der Schweizer Alpen als Verrucano beschrieben werden und die dort über Oberkarbon transgredieren. Dieser Verrucano erreicht in der Glarner Schubmasse eine Mächtigkeit von mehr als 500 m und führt in mittleren und oberen Teilen basische und saure Ergußgesteine.

Auf die engen lithologisch-stratigraphischen Beziehungen dieses Westalpinen Verrucano zu den Gesteinen des Rotliegenden in Mitteldeutschland hat J. CADISCH (1953) hingewiesen.

Zusammenfassend ergibt sich, daß unter „Verrucano“ sowohl lithologisch als auch altersmäßig verschiedene Gesteine geführt werden. Sie umfassen zeitlich den Raum vom Oberkarbon bis zum Skyth und lithologisch alles, was in dieser Zeit an klastischen Ablagerungen vorhanden ist.

Da in den Westalpen (Schweizer Alpen) Verrucano-Gesteine größte Mächtigkeit und größte Verbreitung aufweisen, so scheint mir angebracht, den Begriff „Verrucano“ auf diese Gesteinstypen zu beschränken. Die Grauwackengesteine westlich Landeck, die Buntsandsteinkonglomerate in den Ostalpen, aber auch das Waidbrucker Konglomerat, das älter als der Bozner Quarzporphyr ist, und die Basiskonglomerate des Grödner Sandstein, die wesentlich jünger sind, in den Südalpen würden damit herauszunehmen sein.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 83—95	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 83—95	Wien, März 1972

Alter und Stellung des Alpinen Verrucano in den Ostalpen

VON ALEXANDER TOLLMANN *)

Mit 1 Abbildung

Inhalt

Zusammenfassung

Bisherige Verwendung des Begriffes „Verrucano“

Heutige Anwendbarkeit der Bezeichnung als stratigraphischer Begriff

Revision des „Verrucano“-Begriffes im Bereich der Ostalpen

Regionale Verbreitung und Stellung des Alpinen Verrucano in den Ostalpen

1. Zentralalpiner Faziesraum

2. Westabschnitt der Nordkalkalpen

Vergleich mit den übrigen permischen Serien der Ostalpen

Das Alter des Alpinen Verrucano

Literaturverzeichnis

Zusammenfassung

Der alte Begriff „Verrucano“ hat auch heute noch seine Berechtigung zur Kennzeichnung permischer detritischer Serien in den Ostalpen, wenn er im Sinne der im folgenden gegebenen Redefinition angewendet wird und zur Unterscheidung des obertriadischen Verrucano der außeralpinen Typlokalität als „Alpiner Verrucano“ bezeichnet wird. Die Definition für diesen „Alpinen Verrucano“ lautet: Grob- bis feindetritische, nicht oder schlecht geschichtete, kontinentale, besonders unter aridem Klima an der Basis des alpidischen Sedimentationszyklusses gebildete Serie, meist mit Einschaltungen von überwiegend sauren Vulkaniten oder deren detritischen Produkten, altersmäßig (im wesentlichen) auf das sonst keine andersartigen Serien umfassende Perm beschränkt. Das Karbon sowie der Buntsandstein und seine Äquivalente bleiben damit ausgeschlossen. Der Alpine Verrucano dieser Art ist in den Ostalpen im penninischen, unter- und mittelostalpinen Raum sowie im Westabschnitt der oberostalpinen Kalkalpen verbreitet.

Bisherige Verwendung des Begriffes „Verrucano“

Der Begriff „Verrucano“ ist in der ostalpinen Literatur etwa seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts in Gebrauch und wurde ganz allgemein für die groben, im wesentlichen permischen Basalbildungen des alpidischen Sedimentationszyklusses verwendet. E. SUESS hatte (1868, Sep. S. 6) das permische Alter des Alpinen Verrucano erkannt. Ganz untergeordnet wurden später gelegentlich auch permische bis tieftriadische Brekzien anderer Art unter diesem Begriff subsummiert, worauf O. KÜHN (1962, S. 498) verwiesen hat (z. B. die Trogkofel-Brekzie und Tarviser Brekzie des Mittelperm, die Uggowitzter Brekzie des Campil, auch das südalpine Muschelkalk-Basalkonglomerat). Aber diese letztgenannte Verwendung

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. A. TOLLMANN, Geologisches Institut, Wien I, Universitätsstraße 7.

des Begriffes „Verrucano“ stellt durchaus eine Ausnahme dar, während im Hauptschrifttum der Ostalpen der Name für permische grobklastische Bildungen fungierte. In den Südalpen hingegen wurde der Begriff in neuerer Zeit auf Teile der permischen Serie eingeschränkt, teils auf tiefere, teils auf höhere Abschnitte. So ergab sich in der jüngsten Vergangenheit eine heterogene Verwendung des Begriffes Verrucano.

Heutige Anwendbarkeit der Bezeichnung als stratigraphischer Begriff

Durch diese verschiedenartige Verwendung und durch den Nachweis, daß der karnische Verrucano der Typlokalität in den Pisaner Bergen in Oberitalien nicht ident mit dem alpinen Verrucano ist, tritt die Frage auf, ob der Verrucano-Begriff in den Ostalpen noch regional anwendbar und sinnvoll ist. Die Frage muß bejaht werden, allerdings unter Revision des Begriffes. Trotz aller lokalen Individualität der entsprechenden Serien bleibt der Name Verrucano nach der Revision weiterhin ein brauchbarer Überbegriff und ist nicht ersetzbar durch Begriffe wie etwa Permokarbon, Perm, Permowerfen, Basiskonglomerat und ähnliches, da hiedurch die in Frage stehende Serie noch schlechter, z. T. nur partiell, z. T. überhaupt unrichtig typisiert werden würde. Daher haben sich solche Bezeichnungen auch nicht durchsetzen können.

Revision des „Verrucano“-Begriffes im Bereich der Ostalpen

Die Revision des Begriffes muß, wie im Folgenden ausgeführt werden wird, eine dreifache sein. Der Begriff kann 1. nur auf die gesamte, die grobdetritischen Bildungen lagenweise enthaltende Serie samt ihren Schieferpartien, die oft weit aus dominieren können, angewendet werden, er muß 2. klar gegen ähnliche, aber nicht idente permische oder permoskythische Serien abgegrenzt werden und er muß 3. zur Unterscheidung vom nicht damit vergleichbaren außeralpinen obertriadischen Verrucano namensmäßig getrennt werden, was durch die Erweiterung des Namens zu der Bezeichnung „Alpiner Verrucano“ 1962 erfolgt ist.

Im einzelnen ist zu dieser Begriffsrevision Folgendes hinzuzufügen:

Ad 1. Erweiterung des Begriffes auf die gesamte, die Grobklastika enthaltende, ihrem Wesen nach einheitliche und gegen oben und unten hin abgegrenzte detritische Serie. Auf Grund eigener vergleichender Beobachtungen in den bislang stark vernachlässigten Alpinen Verrucano-Ablagerungen des zentralalpinen Faziesraumes hat es sich gezeigt, daß die aus optischen Gründen in die Augen springenden Grobklastika-Horizonte (Konglomerate, Brekzien) in den sie beinhaltenen fein- bis feinstdetritischen Serien volumsmäßig weitgehend zurücktreten, ja, daß in weiten Regionen der Zentralalpen die feine Fraktion, Tonschiefer bzw. in metamorpher Form Serizitschiefer und auch Serizitquarzitschiefer weitaus dominieren oder allein herrschen. Diese in der Zentralzone der Ostalpen zu gewinnende Einsicht vom regionalen Überwiegen der Feinfraktion ist übrigens eine für den Alpinen Verrucano-Begriff der Schweizer Alpen mit häufig unterscheidbarer Rand- und Beckenfazies eine stets berücksichtigte, dort durchaus geläufige Gegebenheit.

Ad 2. Die Abgrenzung des Begriffes des Alpiner Verrucano gegen andere zeitgleiche ähnliche Bildungen oder ähnliche andersaltrige Bildungen in den Ostalpen erscheint zunächst schwierig, ist aber nach genauem Studium aller übrigen vergleichbaren Ablagerungen durchaus durchführbar. Da über das Wesen des Verrucano im Vergleich mit gleichaltrigen, aber andersartigen Bildungen in den Ostalpen in den folgenden Kapiteln referiert wird, muß dies hier unterbleiben. Es soll aber der Vollständigkeit halber bereits an dieser Stelle das differenzierende Merkmal des Alpiner Verrucano vorweggenommen werden: demnach handelt es sich beim Alpiner Verrucano um eine permische ungeschichtete, detritische, arid-kontinentale Serie, häufig mit sauren Vulkanit-Einschaltungen oder Geröllen als deren Aufarbeitungsprodukte. Damit werden einerseits die allgemein auch lithologisch abtrennbaren karbonen Ablagerungen ausgeschlossen, es werden der aquatisch gebildete skythische Buntsandstein und seine zum Teil metamorphen Äquivalente abgetrennt. Ferner müssen aber noch zwei weitere Gesichtspunkte einbezogen werden: daß nämlich vielgliedrige permische Schichtfolgen mit distinkten, unterschiedlichen Serien sowie deren Einzelhorizonte oder Schichtglieder einerseits, detritische Serien aber, die wesentlich unter oder über das Perm hinaus reichen andererseits, nicht mit der Bezeichnung Alpiner Verrucano belegt werden sollen. Der Metamorphosegrad darf, obgleich der gesamte Alpine Verrucano in den Ostalpen Metamorphose in schwankendem Grad zeigt, nicht in die Definition hineingenommen werden.

Ad 3. Durch den Nachweis des obertriadischen Alters des Verrucano der Typlokalität vom Mt. Verruca in den Pisaner Bergen durch F. HUENE (1940, S. 185) und spätere Bearbeiter (vgl. L. TREVISAN, 1955, S. 134; P. ELTER et al., 1966, S. 5; A. RAU et al., 1968, S. 12 usw.) geht es nicht an, die nur teilweise lithologisch ähnlichen alpinen Serien des kontinental entwickelten Perm gleichermaßen zu bezeichnen: ich habe daher 1962 den auf das Perm beschränkten Verrucano der Alpen als „Alpiner Verrucano“ bezeichnet, einerseits um an die alte Tradition des Begriffes Verrucano in den Alpen anzuknüpfen, andererseits um der Sonderstellung dieser detritischen Serie gerecht zu werden — etwa in analoger Form zur Begriffsbildung „Alpiner Röt“, „Alpiner Muschelkalk“, „Karpatischer Keuper“ usw.

Nicht ident mit diesem Begriff ist die seit einiger Zeit von einer Reihe von italienischen Geologen in den Südalpen verwendete Bezeichnung „Verrucano alpino“ für unterpermische grobdetritische Bildungen ausschließlich im Liegenden der Quarzporphyr-Masse (vgl. B. ACCORDI, 1955, S. 134—135). Hier wird der Begriff Verrucano, der in den Alpen ja schon seit langem eine wesentlich weitere Bedeutung hat, viel zu eng gefaßt. Für diesen unteren, präporphyrischen Komplex hat ja O. KÜHN (1951, S. 246) bereits den Namen „Waidbrucker Konglomerat“ geschaffen. Unser Begriff „Alpiner Verrucano“ ist demnach unter Berücksichtigung des bisherigen Gebrauches des Verrucano-Begriffes in den Alpen wesentlich weiter gefaßt: Bereits E. SUSS hat ja in seiner grundlegenden Arbeit (1868, Sep. S. 6) zurecht konstatiert, daß „der Grödener Sandstein, die Porphyre und Conglomerate Süd-Tirol's dem Verrucano und den ... Porphyren der östlichen Schweiz entsprechen“.

Regionale Verbreitung und Stellung des Alpenen Verrucano in den Ostalpen

1. Zentralalpiner Faziesraum

Am typischsten ist der Alpine Verrucano im zentralalpiner Faziesraum entwickelt, also in der penninischen, unter- und mittelostalpinen Faziesregion. Der vom Verfasser seit 1958 durchgeführte regionale Vergleich der entsprechenden Serien ergab eine überraschende Konstanz in der Gliederung des bis dahin weitgehend ungegliedert gebliebenen Permoskyths über alle zentralalpiner Faziesregionen hinweg.

Ganz allgemein läßt sich eine Dreigliederung konstatieren, u. zw. in einen basalen, in der Mächtigkeit außerordentlich schwankenden, dem kristallinen Sockel auflagernden, vorwiegend schiefrigen Alpenen Verrucano-Anteil im Liegenden, einen meist beträchtlichen Anteil an skythischem, festem, geschichtetem Quarzit und einen nur wenige Meter umfassenden oberskythischen Horizont von Alpenen Röttschiefer.

Im einzelnen handelt es sich hierbei in dieser Faziesgroßregion bei dem Alpenen Verrucano um vorwiegend schiefrig-serizitschiefrige bis serizitquarzitische und gelegentlich porös-grobquarzitische („Mühlsteinquarzite“ der Radstädter Tauern) Serien mit nur untergeordnet Grobklastika, mit basischen metamorphen Eruptiva-Einschaltungen in nur einem einzigen Fall (Biotit-Uralitschiefer des Roßkogels im Mürztal, Steiermark), aber mit sehr konstant auftretenden, jetzt metamorphen sauren Eruptiva (Phorphyroide), deren Tuffen und deren umgelagertes Material in Form von Geröllen. Heute sind die sauren Eruptiva — wenigstens in Form von Geröllen — aus allen zentralalpiner Einheiten, einschließlich des Tauernpennins (G. FRASL, 1958, S. 344), bekannt. Der Alpine Verrucano der zentralalpiner Fazies zeigt außerordentlich große Mächtigkeitsschwankungen und erreicht z. B. in der mittelostalpinen Rannachserie der Steiermark tektonisch angeschoppt mehrere Kilometer Mächtigkeit, andererseits kann diese Serie auf wenige Meter von Serizit- bzw. Phengit-Schiefern reduziert sein oder auch ganz ausfallen. Auf die verschiedenen Lokalnamen des Alpenen Verrucano der Zentralalpen bis zu den Tattermannschiefern am Alpenostrand wurde vom Verfasser bereits 1963, S. 161 bis 163 und 1964, S. 293 verwiesen. Der hier aus den österreichischen Zentralalpen beschriebene Alpine Verrucano läßt sich gut mit den verschiedenen Typen des Schweizer Alpenen Verrucano vergleichen, auch z. B. mit dem Glarner Verrucano der neben der als Sernifit bezeichneten Grobfraction reichlich Feinstmaterial aus der einstigen Beckenmitte beinhaltet (vgl. R. TRÜMPY, 1966, Abb. 2, S. 220). Eine Untergliederung der verschiedenen Lokalausbildungen des Alpenen Verrucano, dokumentiert durch eine jeweilige lokale Benennung, wie R. TRÜMPY in dieser Studie (1966, S. 226) vorgeschlagen hat (z. B. Briançonnais-Verrucano, Glarner Verrucano, Münstertaler Verrucano, Verrucano vom Val Brembana, Verrucano vom Val Camonica usw.) erscheint nur dann zweckmäßig, wenn damit wirklich paläogeologisch Gemeinsames zusammengefaßt werden würde. Dabei aber ergeben sich an Beispielen aus den Ostalpen auch innerhalb der benachbarten Abschnitte des gleichen Troges so bedeutende lithologische Unterschiede — wie ja bei kontinentalen Serien zu erwarten ist —, daß dann durch

immer weitere Untergliederung und Teilbenennung dem Rechnung getragen werden müßte (Beispiel: Gegensatz Rannachserie-Tattermannschiefer trotz Nachbarschaft und Zugehörigkeit zu gleicher Einheit).

Der über dem Alpenen Verrucano in diesen Einheiten auflagernde Skythquarzit ist lithologisch gut vom ersteren unterschieden: es handelt sich um einen festen, plattigen, geschichteten, hellen Quarzit aquatischer Entstehung (Wellenrippel im Semmeringquarzit nach M. KIRCHMAYER, 1961, S. 65 ff.). Basal enthält der Quarzit noch Geröllagen, später noch vereinzelt Gerölle von rosa Quarzen und „Lyditen“ (Turmalin- und Hämatitquarzite). Obwohl die Untergrenze nicht scharf ist oder etwa durch eine Diskordanz markiert wäre, gelingt die Abtrennung der festen Quarzite (die letztlich metamorphen Buntsandstein darstellen) vom unterlagernden Alpenen Verrucano mit seiner schiefrigen und unruhigen Sedimentation sehr gut. Auch die Mächtigkeit des Skythquarzites schwankt beträchtlich, im allgemeinen aber nicht so stark wie jene des Alpenen Verrucano: der Semmering- und der damit idente Lantschfeldquarzit des Unterostalpin zeigt in tektonisch nicht reduzierten Serien stets beträchtliche Mächtigkeit, während der analoge „Blattelquarzit“ des Mittelostalpins der Steiermark z. B. über der mächtigen Rannachserie (Alpiner Verrucano) schon primär geringes Ausmaß besaß.

Alpiner Röt: der Vollständigkeit halber sei noch kurz dieses dritte Glied der früher oft als „Permoskyth“ zusammengefaßten Abfolge des zentralalpinen Faziesbereiches erwähnt. Erst 1957 (E. KRISTAN & A. TOLLMANN, S. 78) gelang es, dieses oberskythische Niveau zu erfassen, das durch einen meist nur wenige Meter mächtigen tonschiefrigen Horizont mit zentimeterdünnen Rauhwacke- und Karbonatsandlagen repräsentiert ist. 1958 (Taf. 1) wurde vom Autor hierfür die Bezeichnung „Röt“ im Alpenen Raum eingeführt. Über die Parallelisierung der verschiedenen Vorkommen dieser Niveaus wurde 1968 (S. 31 f.) berichtet — wobei aber von einer Gleichsetzung von Punt la Drossa-Schichten im westlichsten Abschnitt der Ostalpen mit dem Alpenen Röt besser abzusehen ist, da jene im Sinne von F. HIRSCH (1966, S. 9) und M. KOBEL (1969, S. 27 ff.) aller Wahrscheinlichkeit nach an die Basis des Muschelkalkes zu stellen sind, ohne daß man aber die Lage der Skyth-Anis-Grenze in bezug auf die Punt la Drossa-Schichten kennt. Das Niveau des Alpenen Röt konnte in den letzten Jahren allen zentralalpinen Teileinheiten einschließlich der penninischen Tauern-Schieferhülle (Hirzkarkopf-Ostkamm, A. TOLLMANN, 1965, S. 110) aufgefunden werden. Die bedeutendste Mächtigkeit dieses Horizontes im Ostabschnitt der Ostalpen stellt sich im Mittelostalpin ein (Thörl/Steiermark, SW Prein/N.-Ö.).

2. Westabschnitt der Nordkalkalpen

Die im Vorarlberg—Tiroler Raum seit je als „Verrucano“ beschriebenen Basalbildungen der Kalkalpen an deren Südrand verdienen zu Recht diese Bezeichnung. Die Zusammensetzung des Alpenen Verrucano wurde hier im Westen besonders durch W. HAMMER (1919, S. 230 ff.; 1920, S. 78 ff.), O. AMPFFERER (1932, S. 53 f.) und in neuerer Zeit z. B. durch R. HUCKRIEDE (1959, S. 411 ff.) und R. FELLERER (1966, S. 836 ff.) geschildert. Dieser umfaßt hier nicht nur die seit alters hervorgehobenen grobklastischen Bildungen, Konglo-

merate und Brekzien, sondern auch Quarzite, Tonschiefer und deren metamorphe Abkömmlinge, Serizitphyllite. Aus dem Vergleich mit den übrigen Alpenen Verrucano-Serien der Ostalpen ist auch der bisher in seiner Stellung so problematische „Bunte Phyllit“ O. AMPFERER (1932, S. 54) bzw. „Silberne Phyllit“ R. FELLNER (1966, S. 836), der sich zwischen altpaläozoischem Quarzphyllit und dem grobklastischen Alpenen Verrucano-Anteil oder dem Skythquarzit einschaltet bzw. in den Kernen der Skyth-Antiklinalen erscheint, als ein Bestandteil der Alpenen Verrucano-Serie zu werten, wie z. T. bereits R. HUCKRIEDE (1959, S. 412) angenommen hat: Einerseits auf Grund der lithologischen Ausbildung im Vergleich mit anderen Verrucano-Serien der Ostalpen, andererseits zufolge der innigen Verknüpfung solcher silberglänzender Phyllite mit den übrigen Gliedern des Alpenen Verrucano im Inneren der Alpenen Verrucano-Serie im bisherigen Sinne (vgl. Typenbeschreibung bei R. FELLNER, 1966, S. 839). Man hat eben bisher nicht an die große Bedeutung der Tonschiefer-Fraktion im Alpenen Verrucano der Ostalpen gedacht, die erst durch das Studium dieser Serien in den Zentralalpen in den Vordergrund gerückt ist.

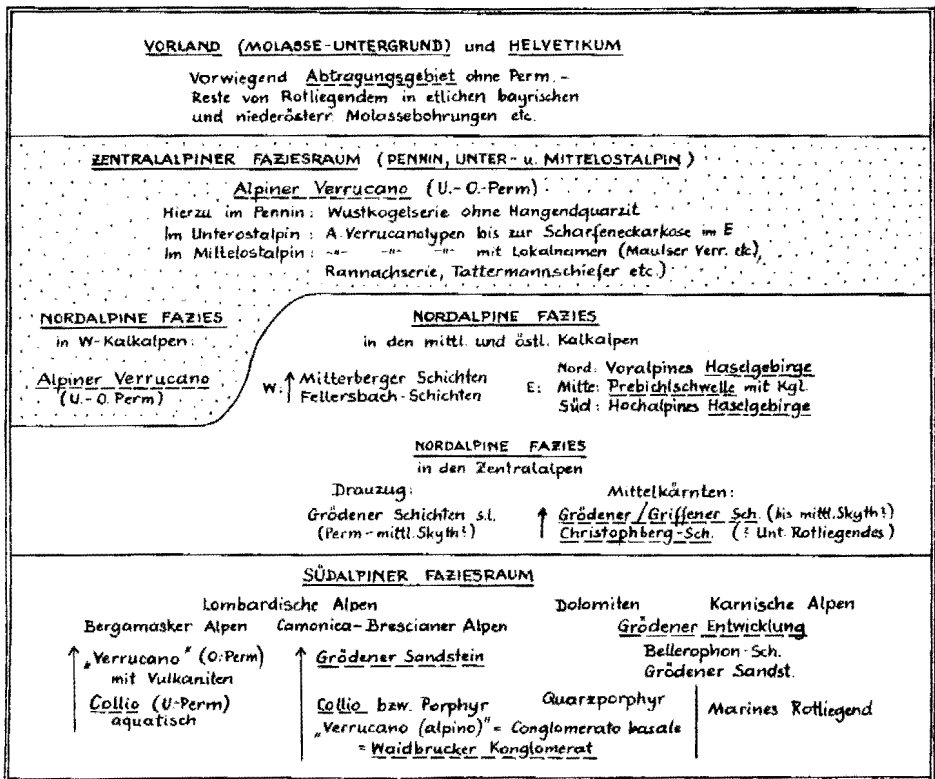


Abb. 1. Verbreitung des Alpenen Verrucano (punktiertes Feld) in den einzelnen Faziesräumen der Ostalpen im Vergleich mit der Ausbildung des Perm in den übrigen Faziesregionen dieses Gebirges.

Auch hier ist die Grenze des Alpinen Verrucano gegen den hangenden Buntsandstein relativ unscharf. Eine Spezialuntersuchung von H. BARNICK (1962) der vorwiegend grobklastischen Basalbildungen der Nordkalkalpen zwischen Brixlegg und Hochfilzen hat aber einen schroffen Umschlag in der Schwermineral-Führung zwischen Turmalin-freiem Basalbrekzien-Komplex mit nur untergeordneten Sandsteinlagen und dem Turmalin-führenden Sandstein-Komplex im Hangenden ergeben, wobei letzterer im Sinne von H. PIRKL (1961, S. 20) als skythischer Buntsandstein zu bezeichnen ist. Die sich zwischen diesen beiden Einheiten einschaltenden roten Tonschiefer mit Quarzkonglomeratlagen (G. EISBACHER, 1963, S. 134) werden nach H. BARNICK (1962, S. 297) bereits zur Turmalin-reichen Serie gerechnet. Der sedimentologisch davon abgetrennte basale grobklastische Komplex wird hier möglicherweise den permischen Alpinen Verrucano vertreten, ohne daß dies bisher beweisbar wäre.

Vergleich mit den übrigen permischen Serien der Ostalpen

Nunmehr ist der Vergleich und die Abgrenzung des Alpinen Verrucano von den übrigen, ungefähr gleichaltrigen, andersartigen Serien in den Ostalpen von Interesse. Beginnen wir eine kurze übersichtliche Betrachtung der übrigen altersmäßig oder faziell vergleichbaren Serien in der ursprünglichen Reihenfolge der Sedimentationsbecken von Norden gegen Süden.

1. Außeralpine Rotliegend-Serien mit tonigem Sandstein, Ton, Brekzien und Konglomeraten wurden nur in einigen wenigen Tiefbohrungen im Molasseuntergrund angetroffen (etliche bayrische Bohrungen, unbestimmtes Perm in Perwang, O.-Ö., Rotliegend von Mailberg und Altenmarkt im Thale in N.-Ö.). In großen Teilen des Vorlandsüdrandes hingegen fehlt Perm ebenso wie in der Helvetischen Zone.

2. Nach dem Sprung über die Alpine Verrucano-Region der bereits oben besprochenen zentralalpiner Faziesteilbereiche finden wir im Mittel- und Ostteil der Kalkalpen bereits eine andersartige Entwicklung des Perm: Im Raume Mitterberg W der Salzach wird das Perm aller Wahrscheinlichkeit nach durch eine Folge von violetten Phylliten und Quarziten mit Feinkonglomerat im Liegendteil (Fellersbacher Schichten) und durch grüne Phyllite mit Anhydritlagen im Hangenden (Mitterberger Schichten), aber noch unterhalb der eigentlichen Werfener Schichten, repräsentiert (lithologische Beschreibung vgl. W. HEISEL, 1954, S. 338 ff.; G. GABL, 1964, S. 19—24).

3. In den Nordkalkalpen E der Salzach ist das Perm vorwiegend durch Haselgebirge mit Salinarbildungen vertreten. Die Stellung und das permische Alter dieses Haselgebirges ist vom Verfasser 1964 in einer speziellen Studie ausführlich behandelt worden, auf die hier verwiesen werden kann. O. SCHAUBERGER hat (Vortrag GGW 1968) einen Teil des Haselgebirges (Buntes Haselgebirge mit Tuffit und Melaphyr) auf Grund einer Pollenbestimmung von W. KLAUS aus der Randzone im Hallstätter Salzberg und unter Berufung auf die Angabe von H. P. CORNELIUS, daß die älteste Periode basischer vulkanischer Tätigkeit im

Zeitraum zu Beginn des Mesozoikums im Skyth liege, als Skyth betrachtet. Der entscheidende Pollen war von W. KLAUS als Oberskyth bis Anis bestimmt worden. Hiezu sei in aller Kürze bemerkt: Daß im Skyth-Anis-Grenzniveau im Bereich des Hallstätter Salzberges primär kein Haselgebirge vorhanden ist, ist mit Sicherheit aus den Obertagsaufschlüssen NW oberhalb des Salzberges zu entnehmen, wo an einem Güterweg der allmähliche und lückenlose Übergang der Werfener Schichten in die Aniskarbonatserie erschlossen ist. Der oberskythische Pollen stammt nach W. KLAUS aus dunklen, tonigen Dolomitbrocken, die in der Randzone des Haselgebirges gegen das tektonisch angrenzende Umland auftreten. Eine Erklärung für das jugendliche Alter dieser Brocken mag — wenn man der stratigraphischen Aussagekraft der vorgefundenen Sporen so großen Wert beimißt — auf eine tektonische Einschleppung des untersuchten Probenmaterials entlang des tektonischen Randes des aufsteigenden Salinars zurückzuführen sein. Die Werfener Schichten sind in der Hallstätter Zone von der Hohen Wand bis ins Salzkammergut (Mitterndorfer Fundpunkt) und darüber hinaus bis ins Unterskyth hinab durch Faunen mit *Claraia clarai* fossilbelegt. In normalen Profilen kommt Haselgebirge stets nur im Liegenden, nie im Hangenden des Skyth vor, wo es nur in Schuppenzonen neben anderen tektonisch verfrachteten Spänen erscheinen kann. Der zweite angeführte Beweis, die Berufung auf CORNELIUS in bezug auf das Alter der Melaphyre ist ein ganz kurz geführter Zirkelschluß. Zur Zeit als H. P. CORNELIUS (1936, S. 200) vom skythischen Alter dieser Eruptiva sprach, galt noch das Haselgebirge ohne jeglichen Beweis allgemein als oberskythisch, Eruptiva darin hatte man eben danach eingestuft. So kann man sich heute bei Einstufung des Haselgebirges nicht wiederum auf den seinerzeit mit diesem Haselgebirge eingestuften Melaphyr bzw. Diabas berufen. Heute wissen wir auch, daß die analogen Melaphyr-führenden, früher für Skyth gehaltenen Serien in den Karpaten, auf die sich CORNELIUS (1936, S. 199) bezieht, permisches, nun durch Fossilien aus dem Nebengestein belegtes Alter aufweisen. Schließlich sei noch bemerkt, daß die Gipse, die in Verbindung mit den unteranisischen Saalfeldner Rauwacken besonders aus den westlichen Kalkalpen bekannt sind (vgl. R. FELLERER, 1966, S. 839) nichts mit dem Haselgebirgs-Salinar zu tun haben. Es bleibt nach all dem 1964 vom Verfasser über das Alter des Haselgebirges Ausgeführten dabei, daß diese hypersalinaren marinen Bildungen in den mittleren und östlichen Kalkalpen in das Perm zu stellen sind. W. KLAUS hat sich ja gegenwärtig (Verrucano-Symp., September 1969) dieser Auffassung vom ausschließlich oberpermischen Alter des Haselgebirges gerade von Hallstatt angeschlossen — besonders untere dem Eindruck der in gleicher Richtung weisenden neuen Methode der Schwefel-isotopen-Prüfung. Zur paläogeographischen Situation des Haselgebirgsbeckens sei nochmals vermerkt (vgl. 1964, S. 288 f.), daß ein nördliches, voralpines Haselgebirgs-Areal, bei dem es lokal, aber in geringem Umfang, noch bis zur Steinsalzbildung gekommen war, durch die Prebichlschwelle mit Konglomeraten und ohne Salinarbildungen (in der Gegend des heutigen Kalkalpensüdrandes gelegen), von einem südlichen, kalkhochalpinen Salinarbecken getrennt gewesen war, in dem z. B. die salzreichen Ablagerungen der Hallstätter Zone entstanden waren.

4. Wiederum ein anderer Sedimentationstypus herrschte in dem dem Oberostalpin angehörigen obersten Stockwerk mit noch nordalpiner Fazies in Mittelkärnten am Rücken der Gurktaler Decke s.l. und etwas abgewandelt im Drauzug, dem im großen ähnliche Stellung zukommt. In Mittelkärnten hat zuletzt G. RIEHL-HERWIRSCH (1965) die von ihm erkannten Einzelheiten der karbonpermischen Schichtfolge dargelegt. Der permische Anteil über den grauen Sandsteinen und den dunklen Tonschiefern des pflanzenführenden Oberkarbons besteht aus einer tieferen Serie, in der über Basalbrekzien tiefrote Sandstein und sandige Schiefertone mit Tuffen und Tuffiten im Hangenden folgen, die G. RIEHL-HERWIRSCH (1965, S. 246) als Unter- bis Mittelrotliegend (oder etwas beiderseits darüber hinaus reichend) einstuft. Für diese tiefrote Serie, deren Typlokalität im Bereich des Christophberges NE von Klagenfurt liegt, wird auf Grund der klar ausgeprägten Individualität und Unterscheidbarkeit von anderen vergleichbaren Serien hier der Name Christophberg-Schichten vorgeschlagen. Der mächtige detritische Komplex im Hangenden der Christophberg-Schichten ist die westliche Fortsetzung der höherpermischen bis wahrscheinlich mittel-skythischen „Griffener Schichten“ P. BECK-MANNAGETTA (1953, S. 132), die von anderen Autoren meist einfach als Grödener Schichten bezeichnet werden. Zieht man hier den Lokalbegriff „Griffener Schichten“ von P. BECK-MANNAGETTA dem regionalen Begriff Grödener Schichten vor, da die Serie hier offenbar höher emporreicht als die typischen Grödener Sandsteine, so bleibt der Name entgegen G. RIEHL-HERWIRSCH (1965, S. 251) durchaus verfügbar, auch wenn bei der Aufstellung dieses Schichtnamens die altersmäßige Einstufung von P. BECK-MANNAGETTA mit Skyth vorgenommen und erst später (1963, S. 120) im Sinne von F. KAHLER (Strat. Lex. 1962, S. 176) auf Permoskyth geändert worden war. Der Name haftet an dem Schichtkomplex und seiner lithologisch-faziellen Ausbildung, nicht an dem bis heute im einzelnen noch hypothetischen Alter. Die Verwendung des Begriffes „Grödener Schichten“ für diesen altersmäßig gegenüber den Schichten der Typlokalität ein Stück höher emporreichenden Komplex kontinental-detritischer Ablagerungen in Mittelkärnten ist nach dem ja in der Stratigraphie ganz allgemein gehandhabten Prinzip der Benennung nach lithologisch-faziellen Merkmalen durchaus gerechtfertigt, auch wenn der altersmäßige Umfang bei gleichem Schwerpunkt der Einzelvorkommen gewissen Schwankungen an der Ober- oder Untergrenze unterworfen ist (vgl. etwa die analogen Verhältnisse bei Benennung des Dachsteinkalkes, der Hallstätter Kalke, der Reiflinger Kalke usw.). Will man hingegen dieser lokalen Sonderheit Rechnung tragen, so sei es unbenommen, einen lokalen Namen (Griffener Schichten) als Unterbegriff zu verwenden. Die Entwicklung des gesamten Perms in diesem Mittelkärntner Raum in Form der Christophberg-Schichten und Grödener—Griffener Schichten stellt jedenfalls eine individuelle Ausbildung dieser postkarbonischen Serie dar, die dem Alpenen Verrucano nach Gliederung und Altersumfang nicht gleichgesetzt werden kann. Hingegen ist die Fortsetzung der Griffener Schichten im Drauzug bekannt als jener höherpermische detritische Komplex, der noch bis ins mittlere Skyth zu reichen scheint, dort sogar mit der Andeutung von Gips-linsen und dort ganz allgemein als Grödener Schichten bezeichnet (vgl. z. B. R. W. v. BEMMELEN, 1957, S. 182).

5. In den an die Ostalpen angrenzenden südalpinen Teilen liegen dort, wo das marine Perm von Osten her (Karnische Alpen) gegen Westen endet, zwei detritische Serien vor, durch die Quarzporphyrmasse getrennt. Das präporphyrische Basalkonglomerat stellt das Waidbrucker Konglomerat (O. KÜHN, 1951, S. 246) dar — ident dem „Conglomerato basale“ von P. LEONARDI (1966, S. 273). Die postporphyrische detritische Serie, die Grödener Schichten, wird oft, aber nicht immer, noch durch ein marines Bellerophoniveau überlagert. Es entspricht nun, wie oben erwähnt, ganz und gar nicht dem Gebrauch des Begriffes „Verrucano“ in den Alpen, wenn regional wechselnd einmal der tiefere, einmal der höhere Abschnitt dieser beiden Serien als Verrucano bezeichnet wird, etwa die liegenden unterpermischen Waidbrucker Schichten im weiteren Bereich von Trento im Osten („Verrucano alpino“ B. ACCORDI, 1955, S. 134 f.) oder der hangende oberpermische Anteil, die Grödener Schichten, in den Bergmasker Alpen (L. U. DE SITTER & C. M. DE SITTER-KOOMANS 1949). Auf diese Diskrepanz hat bereits R. TRÜMPY (1966, S. 226) verwiesen. Der Name Alpiner Verrucano soll eben, wie oben dargetan, nicht für einzelne Niveaus oder Teilabschnitte detritischer Sedimentationsfolgen innerhalb komplexer permischer Serien verwendet werden, sondern für jene permische Entwicklung vorbehalten bleiben, die als ganzes aus kontinental-detritischen Ablagerungen besteht.

Das Alter des Alpinen Verrucano

Als Alter des Alpinen Verrucano der Ostalpen in der eingangs abgegrenzten Form kommt — wie gezeigt wird — im wesentlichen das gesamte Perm in Frage. Der direkte Altersnachweis des Gesamtumfanges ist bisher mangels Fossilien nicht gelungen, da alle dargelegten typischen Vorkommen von Alpinem Verrucano in den Ostalpen eine schwache bis starke Metamorphose aufweisen und so darin bisher auch noch keine Sporen nachzuweisen waren. So läßt sich das Alter nur indirekt ermitteln.

Ein karbonischer Anteil ist beim Alpinen Verrucano der Ostalpen auszuschließen, da dort, wo Oberkarbon fossilbelegt werden konnte, dieses in lithologisch andersartiger Ausbildung vorliegt, u. zw. in Form von vorwiegend grauen, auch dunklen Sandsteinen, von Konglomeraten und schwarzen Tonschiefern mit Pflanzenhäckseln oder Kohlenresten.

Eine wichtige Zeitmarke innerhalb des Alpinen Verrucano stellt das Auftreten der Porphyroide dar. Diese Abkömmlinge von sauren Vulkaniten können als im wesentlichen gleichaltrig mit den weit verbreiteten, z. B. in den Südalpen gut datierbaren Quarzporphyren des Rotliegenden angesehen werden. Da sie Einschaltungen innerhalb des Alpinen Verrucano, besonders innerhalb seiner tieferen Partien bilden und in den höheren Abschnitten noch in Form von Geröllen umgelagert erscheinen, kommt zumindest dem tieferen Teil des Alpinen Verrucano unterpermisches Alter zu. Als Hinweise auf Perm im allgemeinen wurden vielfach auch die Anzeichen für arides Klima, die man am Sediment selbst abzulesen glaubte, gewertet.

Interesse verdient ferner die O b e r g r e n z e des Alpinen Verrucano, formuliert durch die Frage, ob Oberperm und ob etwa auch Skyth in dieser Serie

beinhaltet sind. In den Ostalpen liegt ganz allgemein der Buntsandstein (westliche Nordkalkalpen) bzw. der Semmering- und Lantschfeldquarzit (Synonyme für die metamorphe Form des Buntsandsteins in den Zentralalpen) dem Alpinen Verrucano ohne Winkeldiskordanz auf. In lithologischer Hinsicht allerdings ist diese aquatische, wohlgeschichtete Bildung des Buntsandsteins und seiner metamorphen Abkömmlinge klar vom Alpinen Verrucano unterschieden. Da in tektonisch nicht gestörten Serien keine etwa durch eine Diskordanz bezeichnete Schichtlücke zwischen den beiden Schichtgruppen nachweisbar ist, so ist die Vertretung des Oberperm in den hangenden Partien des Alpinen Verrucano zu erwarten. Für einen Sedimentationsumschwung innerhalb des Perm, wie man ihn etwa bei Einwirkung der noch dem Rotliegenden zugeordneten saalischen Phase erwarten könnte, ist im Alpinen Verrucano kein Anzeichen gegeben. Ebenso aber ergibt sich auch kein Hinweis auf ein Emporreichen des Alpinen Verrucano der Ostalpen in das Skyth, wie man dies von anderen detritischen permoskythischen Serien in den Ostalpen (Mittelkärnten, Drauzug) wohl mit Recht annimmt.

Der durch die pfälzische Phase markierte, im mediterranen Orogen so weit verfolgbare scharfe Sedimentationsumschlag an der Perm-Trias-Grenze äußert sich ja in zahlreichen anderen Verrucano-Becken in Fortsetzung dieses Orogens durch eine klare Winkeldiskordanz der lithologisch unterscheidbaren Serien, so auch bei den Alpinen Verrucano-Typen der Schweizer Alpen, wenn man die randlichen Partien und nicht die zentralen Teile der einstigen Becken betrachtet (vgl. z. B. R. TRÜMPY, 1966, Abb. 2, S. 220).

Auch in vergleichbaren permoskythischen Serien der Karpaten und des Balkangebirges konnte ich vielerorts schöne, bis 8° betragende Diskordanzen beobachten, von dem von hier bekannten lithologischen Umschlag begleitet — wohl zurecht allgemein als Auswirkung der pfälzischen Phase betrachtet.

Literatur

- ACCORDI, B.: Verrucano Alpino. In: *Lexique stratigraphique internat.*, vol. I, fasc. 11, 134—135, Paris (Congr. géol. int.) 1956.
- AMPFERER, O.: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen. — 125 S., 28 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1932.
- BARNICK, H.: Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basisschichten der mesozoischen Auflagerung auf der nördlichen Grauwackenzone. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1962, 295—316, 5 Abb., Wien 1962.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. — *Kober-Festschrift*, 131—147, 2 Abb., Wien (Hollinek) 1953.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die geologischen Verhältnisse des Salzburger Waldes SW St. Andrä i. L. (Kärnten). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1963, 109—127, 4 Abb., 1 Taf. (1), Wien 1963.
- BEMMELEN, R. W. VAN: Beiträge zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). — *Jb. Geol. B.-A.*, 100, 179—212, 1 Abb., Taf. 15—19, Wien 1957.
- CORNELIUS, H. P.: Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1936, 197—202, Wien 1936.
- EISBACHER, G.: Primäre gerichtete Gefüge und Paläogeographie des alpinen Buntsandsteins im Raume Innsbruck—Saalfelden. — *Veröff. Ferdinandeum Innsbruck*, 43 (1963), 133—141, 3 Abb., Taf. 11, Innsbruck 1963.

- ELTER, P., et al.: Il Verrucano della Verruca (Monti Pisani) etc. — Atti del Symposium sul Verrucano, 3—33, 6 Abb., Pisa (Soc. Toscana Sci. Nat.) 1966.
- FELLNER, R.: Zur Geologie des Südrandes der nördlichen Kalkalpen zwischen Schnann und Arlberg (Ledtaler Alpen). — Z. Dtsch. Geol. Ges., 116 (1964), 832—858, 4 Abb., 2 Taf. (12—13), Hannover 1966.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-A., 101, 323—472, Taf. 25, Wien 1958.
- GABL, G.: Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagstätte. — Archiv Lagerst.-forsch. Ostalpen, 2, 2—31, Abb. 5—8, 1 Taf., 1 geol. Karte, Leoben 1964.
- HAMMER, W.: Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). — Jb. Geol. R.-A., 68 (1918), 205—258, 10 Abb., Taf. 12—14, Wien 1919.
- HAMMER, W.: Die Erzführung des Verrucano in Westtirol. — Verh. Geol. St.-A., 1920, 77—88, Wien 1920.
- HIRSCH, F.: Étude stratigraphique du trias moyen de la région de l'Arlberg. — Thèse Fac. Sci. Univ. Zurich, 84 S., zahlr. Abb. u. Taf., Zurich (Offset-Expresß, Genève) 1966.
- HUCKRIEDE, R.: Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand. — Z. Dtsch. Geol. Ges., 111 (1959), 410—433, 4 Abb., Hannover 1959.
- HEISSEL, W.: Die grünen Werfener Schichten von Mitterberg (Salzburg). — Tscherma's miner. petrogr. Mitt., (3) 4, 338—349, 1 Abb., Wien 1954.
- HUENE, F. v.: Das Alter des Verrucano auf Grund zahlreicher Reptilfährten. — Eclogae geol. Helv., 33, 184—185, Basel 1940.
- KIRCHMAYER, M.: Wasserwellenfurchen im Semmeringquarzit, Steiermark, Österreich. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1961, 65—71, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1961.
- KOBEI, M.: Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias des Rätikon usw. — Mitt. Geol. Inst. TH. Zürich, N. F. 118, 149 S., 17 Abb., 1 + 12 Taf., 2 Beil.-Taf., Zürich 1969.
- KRISTAN, E., & TOLLMANN, A.: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 8, 75—90, Taf. 19—22, Wien 1957.
- KÜHN, O., in: HERITSCH, F., & KÜHN, O.: Die Südalpen. — S. 233—301, Abb. 1—24, 1 geol. Karte. In: F. X. SCHAFFERS Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien (Deuticke) 1951.
- KÜHN, O. (Hg): Lexique stratigraphique international, vol. I, fasc. 8, Autriche. — 646 S., 2 Taf., Paris (Congr. geol. int., Comm. strat.) 1962.
- LEONARDI, P.: Considerazioni sull'età e sulla denominazione del Conglomerato basale („Verrucano Alpino“ auct.) delle Alpi Meridionali. — Atti del Symposium sul Verrucano, 266—274, Pisa (Soc. Toscana Sci. Nat.) 1966.
- PIRKL, H.: Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn und zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). — Jb. Geol. B.-A., 104, 1—150, 9 Abb., Taf. 1—7, Wien 1961.
- RAU, A., & TONGIORGI, M.: Formazione della Verruca. — Studii illustr. della Carta Geol. d'Italia, Formazioni geolog., fasc. 1, 3—17, 6 Abb., Roma 1968.
- RENO DAL CIN, S.: Primi risultati di uno studio sul „Verrucano Alpino“ delle Dolomiti Settenzionali. — Boll. Soc. Geol. Ital., 72, fasc. 3, 13 S., Roma 1963.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg, Kärnten, Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 14—15 (1963—64), 229—266, 3 Abb., Taf. 10, Wien 1965.
- SITTER, L. U. DE, & SITTER-KOOMANS, C. M. DE: The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy. — Leidse geol. Meded., 14 B, 1—257, Leiden 1949.
- Suess, E.: Über die Äquivalente des Rothliegenden in den Südalpen. — Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 57, Abt. I, 230—276, 763—802, 3 Taf., Wien 1868.

- TOLLMANN, A.: Die permomesozoischen Schichtglieder der österreichischen Zentralalpen. In: KÜHN, O. (Hg.): *Lexique stratigraphique international*, vol. I, fasc. 8, Autriche. — Paris (Congr. geol. intern.) 1962.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — VIII und 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen usw. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 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.: Beitrag zur Frage der Skyth-Anis-Grenze in der zentralalpiner Fazies der Ostalpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 1968, 28—45, 2 Abb., Taf. 1—2, Wien 1968.
- TREVISAN, L.: Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico. — *Atti Soc. Tosc. Sci. Nat.*, 62, ser. A, 1, Pisa 1955 a.
- TREVISAN, L., in: PIAZ, G. DAL, & TREVISAN, L.: *Lexique stratigraphique international*, vol. I, fasc. 11, Italia. — 186 S., 4 Abb., Paris (Congr. géol. int., Comm. strat.) 1955 b.
- TRÜMPY, R.: Considérations générales sur le „Verrucano“ des Alpes Suisses. — *Atti del Symposium sul Verrucano*. 212—232, 2 Abb., Pisa (Soc. Toscana Sci. Nat.) 1966.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 97—106	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 97—106	Wien, März 1972

Vorstellung zur Paläogeographie — Verrucano

Von G. RIEHL-HERWIRSCH *)

Mit 2 Abbildungen

Inhalt

Zusammenfassung

Riassunto

Summary

Zur Ausbildung der karbon-permischen Basisschichten.

(„Kontinental-detritisches Perm“) Abb. 1

Grödener Sandstein — Permoskythsandstein — Buntsandstein — die Wanderung einer Fazies in „Raum und Zeit“

Zur Bezeichnung Verrucano

Literatur

Zusammenfassung

Ausgehend von Untersuchungen der Transgressionsserie an der Basis der Krappfeldtrias in Mittelkärnten (Österreich) wurde versucht, die postvariscische Ablagerungsfolge von den Sedimentationsbedingungen her zu sehen. Dabei ergibt sich zwanglos eine Zweiteilung.

I. Die tieferen Ablagerungen, vielfach mit Fanglomeratcharakter, primär grau bis rot, füllen immer wieder an der Basis ein variscisches Relief. Die Mächtigkeit dieser Abfolge wechselt naturgemäß sehr rasch. Das Material ist schlecht aufbereitet und besteht meist aus lokalem Schutt. In dieser Einheit finden sich häufig primäre (nicht umgelagerte) Vulkaniteinschaltungen. Die Folge entwickelt sich oft ohne Hiatus aus lokal vorhandenem Oberkarbon. Der Sedimentcharakter ist abhängig vom Klima und vom räumlich-zeitlichen Verhältnis zum variscischen Orogen. Diese Folge entspricht in keiner Weise dem „Verrucano s. l.“ der Typlokalität.

II. Die höhere Einheit, vorwiegend aus mehr-minder reifen Quarzsandsteinfolgen aufgebaut, leitet die alpidische Aera ein. Diese höhere Folge setzt nach verschieden großen Schichtlücken, jedoch immer post-saalisch ein. In Beckenpositionen — bei feinkörniger Sedimentation — kann dieser Hiatus gar nicht oder nur sehr schwer zu erkennen sein. Ferntransport herrscht vor, es ist oft keine Bindung an den lokalen Untergrund zu erkennen. Die Ablagerung scheint unter eher trocken-heißem Klima erfolgt zu sein. Die Sedimentation in Form von Delta- bzw. Strandablagerungen ist wahrscheinlich. Ein zeitlich-räumliches Wandern dieser Fazies von S gegen N für den Bereich der mittleren Ostalpen wird angenommen: Vom Verbreitungsbereich des „Grödener Sandsteines“ bis zum „Buntsandstein“ Süddeutschlands.

Die letztgenannte höhere Einheit entspricht, sowohl faziell als auch in ihrer Stellung, dem „Verrucano“ der Pisaner Berge.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. G. RIEHL-HERWIRSCH, Institut für Geologie, Technische Hochschule, Karlsplatz 13, A-1040 Wien.

Riassunto

Partendo di ricerche sulla serie transgressiva alla base della Krappfeldtrias in Mittelkärnten (Austria) si tentava di vedere la serie postvariscica dei sedimenti in visto di condizioni di sedimentazione.

1) I sedimenti piú bassi, ripetutamente di carattere fanglomeratico, primari grigio a rosso, riempiono sempre di nuovo un rilievo variscio alla base. Lo spessore di questa serie cambia naturalmente presto. Il materiale é lavorato poco bene e consiste di macerie locali. In questa unitá si trovano spesso intercalazioni vulcanici primari (non ristratificati). La serie nasce spesso senza hiato da Carbonifero Superiore localmente presente. Il carattere sedimentariodipende del clima e del rapporto di spazio locale- temporale al'orogenesi variscico. Questa serie non é mica uguale al „Verrucano s. l.“ della localitá tipica.

2) L'unitá superiore, rappresentata di serie piú o meno mature di arenarie quarziticie inizia il tempo alpidico. Questa serie piú alta comincia dopo hiati di diverso spessore, ma sempre post-saalico. In posizione di bacino — a sedimentazione minuta — questo hiato si vede mai, oppure soltanto molto difficilmente. É predominante il trasporto di distanza, spesso non si vede un contatto col basamento locale. La sedimentazione forse aveva luogo sotto condizioni di clima arido-caldo. La sedimentazione in forma di sedimenti di delta oppure di spiaggia é probabile. Viene supposto un alternazione di spazio temporale-locale di questa facies dal Sud verso il Nord per la zona delle medie Alpi Orientali: dalla zona dell'allargamento delle „Arenarie di Val Gardena“ fino al Buntsandstein del Allemania meridionale.

Quest'ultima unitá superiore corrisponde tanto in facies, quanto nella sua posizione al „Verrucano“ dei Monti Pisani.

Summary

Based on a research of the postvariscic transgressiv series (Karbon — Lower Trias) of the Krappfeldtrias in Kärnten (Austria) the author tries to analyse this series from the view of sedimentation. In this way it is possible to determine two parts.

1. Lower deposits, often with fanglomeratic character, originally grey and red, the lowest part of which fill a variscic relief. Naturaly the thickness of this serie changes rapidly. The material is bad sorted and consits in local detritus. In this unit one can often find primar (non restratificated) volvanits. This serie develops often without a hiatus from local Upper Carboniferous sediments. The character of sediments is determined by the climate and the space-time relation to the variscic orogen.

This serie is in no way adequate to the “Verrucano s. l.” of the locus typicus.

2. The upper unit, more-or less ripe quartz-sandstones, mark the beginning of the alpine cycle. This higher series are always post-saalic probably after greater hiati. In basin-position (finegrained) the hiatus is very difficult to see. The sediment does not show a connection with the underground, but ist has signs of transport over longer distance. The environment was probable delta or shore in dry and hot climate.

The migration of this facies is supposed in time and space from S to N in the area of the Eastern Alps, it reaches from the “Grödener Sandstein” (Lower Permien) to the German “Buntsandstein” (Lower Trias).

This last named unit can be correlated as well in facies as in position with the “Verrucano” of the “Monti Pisani”.

Zur Ausbildung der karbon-permischen Basisschichten

Diese tiefere Einheit ist an der Basis der Nördlichen Kalkalpen immer wieder besonders charakteristisch ausgebildet und wurde in einigen jüngeren Arbeiten eingehend beschrieben. So von PIRKL, 1961, BARNICK, 1962, EISBACHER, 1963, SOMMER, 1969.

Diese Untersuchungen zeigen sehr deutlich eine Abfolge von Ereignissen, die in den Ablagerungen, bedingt durch paläoklimatischer Einflüsse in Verbindung mit einer großtektonischen Position immer wieder zu erkennen sind.

Eine tiefste Einheit (I Abb. 1) ist nur in einzelnen Fällen erhalten, sie zeugt noch von größeren Transportweiten und einem Schüttungsregime entsprechend der Abtragsphase des Oberkarbons. Als Beispiel können hier Reste von Oberkarbon gelten, wie sie in Mittelkärnten unter den Rotliegend Sedimenten vereinzelt erhalten sind. Besonders auf größeren Karbonatgesteinsarealen bildeten sich an der Basis häufig mehrminder monomikte Karbonatgesteinsbreccien. Diese Ausbildung finden wir besonders schön in den tieferen Teilen der „Prebichl-Schichten“, in der „Brunnsinckbreccie“ (Hochfilzen) sowie als direkte Aufarbeitungsbreccie im Hangenden des Schwazer Dolomites (PIRKL, 1961). Gerade im zuletzt genannten Fall kann das rote Bindemittel so stark zurütreten, daß es oft schwierig wird, die Grenze zum primären Dolomit zu erkennen. Im Gegensatz zu diesen einheitlichen Karbonatgesteins-Schuttbildungen stehen jene Bereiche, die über einer tonig-sandigen Schichtfolge des Paläozoikums (die verschieden stark metamorph überprägt sein kann) abgelagert wurden. Als Beispiel könnten hier Teile der polymikt ausgebildeten Basisbreccien und Konglomerate im Westen der Prebichl-Schichten gelten (E. CLAR, 1971, im selben Band), die „Arkoseschiefer-Breccien-Porphyröid-Serie“ im Semmering-Wechsel-Bereich (FAUPL, 1969), die Serie der roten Schiefertone und Grobschüttungen mit Vulkaniten im Bereich des Magdalensberges in Mittelkärnten („Schichten von Freudenberg“), sowie im W die Schichten an der Basis des Kaisergebirges, wie sie im Straßenaufschluß von Söll sehr schön aufgeschlossen sind. Allen diesen Schichten ist gemeinsam, daß unter den Komponenten keine aufgearbeiteten Komponenten des permischen Quarzporphyrs auftreten. Die einzige mir bekannte Ausnahme ist ein Quarzporphyrgeröll aus der Basis der Prebichl-Schichten vom Weg S der Leobener Hütte (E dem Polster). Dieses Geröll ist jedoch eine Komponente aus dem unterlagernden Paläozoikum, dem Blasseneck Porphyröid, wie an Schliften festgestellt werden konnte.

Auf die Schichtfolge der Vorkommen wird bei den einzelnen Führern zur Exkursion näher eingegangen — sie muß hier nicht näher erläutert werden (siehe Exkursionsbeschreibungen im selben Band, P. FAUPL, D. SOMMER, G. RIEHL-H., W. HEISSEL und H. MOSTLER).

Im schematischen Blockbild Abb. 1 habe ich versucht, eine Vorstellung zur Ablagerung dieser Schichtfolgen darzustellen.

Im Ablagerungszeitraum II, in der Folge des „Kontinentaldetritischen Perms“ stehen zwei Ablagerungssysteme einander gegenüber: einerseits die oben ange-

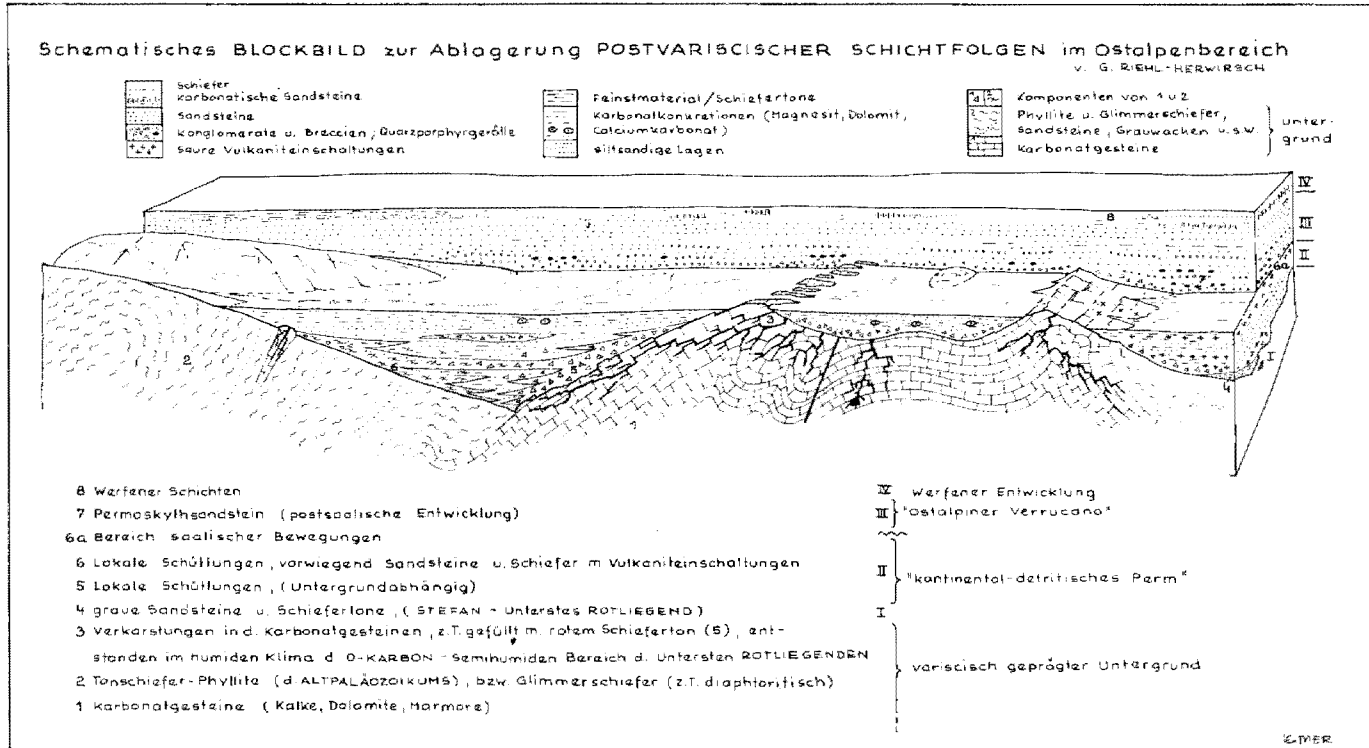


Abb. 1.

fürten Karbonatgesteinsbreccien und andererseits polymikt ausgebildete Breccien und Konglomerate.

Bei den ersteren handelt es sich vorwiegend um in situ gebildete Schuttwannen in relativer Hochlage. Anfallendes Wasser fand seinen Weg durch z. T. wohl schon im humiden Klima des Oberkarbon vorgebildete Karstsysteme. Als Belegbeispiel mögen hier mit rotem Material erfüllte Karstschläuche im Silur-Devon-Kalk des Polster (Prebichl-Schichten) dienen. Dem gegenüber stehen die, doch meist verlagerten, polymikten Breccien und Konglomerate, die auf undurchlässigem Untergrund zur Ablagerung gekommen sind. Hier finden wir eine größere Mannigfaltigkeit der Komponenten, mit zum Teil recht gut gerundeten Quarzgeröllen vermengt. Diese Breccien und Konglomerate haben wohl i. a. auch keine großen Transportweiten von ihren Herkunftsgebieten, sind also im wesentlichen ortsgebunden. Die Ablagerung erfolgt jedoch dem semihumiden Klima des Rotliegenden gemäß in Form von Schichtfluten und weiten Schwemmfächern (G. RIEHL-H., 1965, N. MITSCH, 1966).

Erst im obersten Teil dieser tieferen Folge verwischt sich dieser klare Unterschied, die einzelnen kleinräumigen Sedimentationsräume treten in Verbindung (Abb. 1) und ortsfremdes Material ist in zunehmendem Maße beteiligt (Übergänge im besuchten Abfolge des Polsters am Prebichl Profil (Abb. 2 von SOMMER im vorliegenden Band).

Im höchsten Teil dieser Basisserie treten in Beckenpositionen häufig tonige Entwicklungen auf, die in fast allen Bereichen durch das Auftreten von Kalk/Dolomit und Magnesit-Konkretionen gekennzeichnet sind. Eigens darauf ausgerichtete Untersuchungen müssen klären, ob hier ein Klima-Hinweis gegeben ist, der sich mit der heute im semiariden Klima beobachteten Caliche Bildung vergleichen läßt. Weitere Hinweise sind durch zahlreiche Lebensspuren gegeben, die in fast allen roten Tonsedimenten dieses Abschnittes gefunden werden können. Häufig kommt es bis zur Ausbildung von Kalklagen (E des Steinbruchkogels im Christophberg-Magdalensbergbereich, G. RIEHL-H., 1965/246).

Grödener Sandstein — Permoskythsandstein — Buntsandstein — die Wanderung einer Fazies in „Raum und Zeit“

Im Hangenden der tieferen kontinental-detritischen Perm-Ablagerungen setzt nach einer verbreiteten saalischen Umstellung in fast allen Profilen der Ostalpen ein vollkommen neuer Sedimentationsstil ein. Mächtige Quarzsandsteinfolgen und Arkosen (als Aufarbeitungsprodukte von Vulkaniten) überlagern, wahrscheinlich mit Schichtlücken von verschiedenem Umfang, die Reste des variscischen Reliefs. Fast in allen Abfolgen finden sich in einer mehr minder reifen Quarzsand-Grundmasse neben gut gerundeten Quarzporphyrgeröllen, Lyditkomponenten von wechselnder Form und Größe, sowie aufgearbeitete Kristallinanteile, auch dann, wenn die direkte Unterlage aus Paläozoikum oder Phyllite besteht. Quarzgerölle und Sande bilden meist den Hauptanteil der Ablagerungen, rote tonige bis siltsandige Einschaltungen sind nicht selten, treten aber im Gelände stark zurück (Überdeckung mit Hangschutt). Schrägschichtungen und z. T. Rippel-

marken in einem höheren Abschnitt sprechen für eine Sedimentation im Seichtwasserbereich. Es ist wahrscheinlich, daß dieser Vorgang mehrphasig vor sich gegangen ist. Es wird jedoch schwierig sein, diese oftmals gleichsinnig verlaufenden Vorgänge auseinander zu halten.

Es ist zu beobachten, daß dieser kurz angedeutete Sedimentationstyp im S sofort über dem Quarzporphyr als sogenannter Grödener Sandstein einsetzt (Dolomiten). Allerdings wird die Entwicklung dort in weiten Bereichen von der marinen „Bellerophon Entwicklung“ überlagert, die ihrerseits gegen das Hangende in die „Werfener Schichten“ übergeht. Während dieser Zeit scheint aber im N ein Festlandbereich bestanden zu haben, auf dem zum Teil wohl in Küstennähe Sandfolgen abgelagert wurden. Ablagerung wechselte mit neuerlicher Aufbereitung. Eine derartige Verzahnung der Sandfazies mit Karbonatgesteinsbänken wurde von BUSER, 1969, aus den Karawanken beschrieben, wo Lagen von Bellerophonkalken mit roten Sandsteineinlagen verzahnt sind, die im N, in einer nicht weiter gliederbaren Folge, den Permoskythsandstein ausmachen.

Diese sandige Entwicklung setzt also im S verhältnismäßig früh als Grödener Sandstein ein, während sie dann sozusagen zeitlich-räumlich gegen N wandert, um in vollkommen vergleichbarer Fazies viel weiter im Norden in Süddeutschland unter der Bezeichnung Buntsandstein wieder einen neuen Namen zu bekommen. Die dazwischen liegenden Bereiche der Ostalpen, sicher durch zahlreiche Schichtlücken und verschiedenes Einsetzen der Sedimentation gekennzeichnet, wurden mit den verschiedensten Lokalbezeichnungen belegt (Abb. 2).

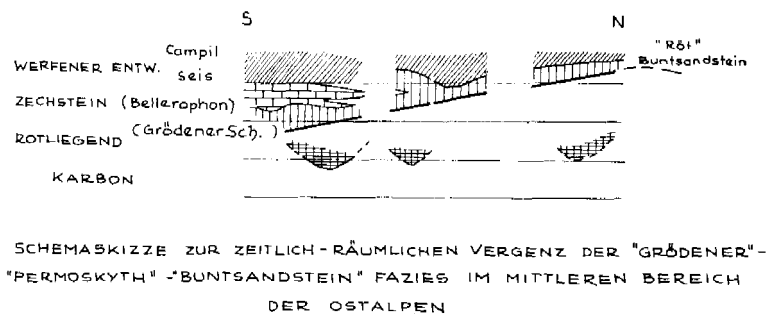


Abb. 2.

So war im S der Ostalpen die Bezeichnung „Grödener Schichten“ oder „Griffener Schichten“ üblich. In den N Kalkalpen im W die Bezeichnung „Buntsandstein“, weiter östlich Werfener Quarzit und im E erfaßte man damit zum Teil die „Prebichl Schichten“. In leicht metamorpher Ausbildung sprach man von Semmering Quarzit, Ladiser Quarzit, Lantsfeldquarzit, Rannachquarzit usw.

Auf die Entwicklung in Form von „Haselgebirge“ bzw. „Mitterberger Entwicklung“ im N einer in E-W streichenden sandigen Entwicklung soll hier nicht näher eingegangen werden. Diese Frage wurde von G. RIEHL-H., 1965, diskutiert und es liegen zu diesem Problem noch keine endgültigen Ergebnisse vor. Im

Hangenden führt die Ausbildung nach den bisherigen mir bekannten Untersuchungen fast überall ohne Hiatus in die Werfener Entwicklung über. In den tieferen Teilen der Werfener Schichten finden sich häufig Rekurrenzen, „Erinnerungen“ an den Sedimenttyp der „Permoskythsandsteine“. Besonders diese nächsten Anteile zeigen häufig Rippelmarken (W. WASCHER, 1969). Der endgültige Umschwung in die typische Fazies der Werfener Entwicklung scheint dann in vielen Gebieten im Campil erfolgt zu sein. In einigen Beckengebietern scheint das Übergreifen eines Flachseebereiches schon früher erfolgt zu sein. Generell ist aber auch in diesem Abschnitt ein Vordringen der marinen Entwicklung aus dem S zu beobachten (Abb. 2).

Alle diese Fragen sind jedoch erst Gegenstand detaillierter sedimentpetrographischer Untersuchungen, die zur Zeit noch durchgeführt werden.

Zur Bezeichnung „Verrucano“

Die Unterscheidbarkeit der postvariscischen Ablagerungsfolge in eine tiefere „Perm-Karbon-Einheit“ und eine höhere „Perm-Trias-Einheit“ erscheint in wesentlichen Zügen für den Ostalpenraum klar. Die rein nomenklatorische Frage ist somit eher von sekundärer Bedeutung, sie wurde jedoch notwendig, da bestehende Definitionen sich z. T. widersprechen, z. T. wechselweise für eine der beiden Einheiten bzw. auch für beide verwendet werden.

Nach dem Symposium in Pisa, 1965, stand eine Definition für Verrucano von R. TRÜMPY, 1966, 398 zur Diskussion. R. TRÜMPY (W. FISCH und W. RYF) nimmt zwar eine Zweigliederung als gegeben an: die „älteren Verrucano-Formationen der intramontanen Becken“ . . . „denen die jüngeren Ablagerungen, welche dem Verrucano der Typlokalität näher stehen und meist oberpermisches bis triadisches Alter aufweisen, gegenüberstehen“. Auch die Verbreitung der letztgenannten Einheit über größere Bereiche wird erwähnt. TRÜMPY verwendet „Verrucano“ jedoch dann als Faziesbegriff, der auf den postvariscischen Zeitabschnitt beschränkt bleiben soll — aber beide Einheiten umfaßt.

B. ACCORDI, 1956, hat „Verrucano Alpino“ als Bezeichnung für eopermische Basiskonglomerate der Südalpen unter den Porphyrdecken des Perms bzw. den Grödnern bzw. Collio-Schichten definiert *) (Konglomerate von „Ponte Gardena“ = „Waidbrucker Konglomerat“ W. HEISSEL, 1936). Im letzten Abschnitt (p 135)

*) Deff. Verrucano Alpino Accordi 1956.

In varie zone delle Alpi Meridionali il basamento cristallino è ricoperto da lenti o banchi conglomeratici che segnano l'inizio dei sedimenti permiani. Tali conglomerati, a prevalenti elementi filladici, giacciono sotto le colate porfiriche del Permiano, oppure sotto le „Arenarie di Val Gardena“ (nel Veneto) o gli „Scisti di Collio“ (in Lombardia) ove i porfidi sono assenti. Queste formazioni clastiche, a sviluppo locale e a spessore variabile, hanno preso il nome dalla Verruca del Monte Pisano (Toscana), ove su strati permo-carboniferi esistono conglomerati quarziticci (anageniti) assegnati, sulla carta geologica ufficiale, al Permiano; TREVISAN (1955) ha recentemente provato che dette anageniti appartengono al Carnico. Il termine „Verrucano“ non può quindi essere applicato ai conglomerati eopermici delle Alpi Meridionali.

A maggior ragione non è più possibile chiamare con il nome di „Verrucano“, come hanno fatto vari Autori, quei conglomerati del Permiano medio e superiore che sono rappresentati soprattutto nelle valli lombarde, ove possono assumere spessori di molte centinaia di metri.

wird festgestellt, daß auch verschiedene Konglomerate des Mittel- und Oberperm in den lombardischen Tälern nicht als Verrucano bezeichnet werden dürfen, also wohl ebenfalls als „Verrucano Alpino“ zu bezeichnen wären.

A. TOLLMANN, 1962, p. 13, zitiert A ACCORDI, 1956, gibt aber für seinen „Alpinen Verrucano“ mittleres und oberes Perm an. („Vertretung von Grödener Sandstein und Bellerophonschichten.) A. TOLLMANN gibt ausdrücklich an, daß Alpiner Verrucano altersmäßig nicht ident sein soll mit den unterpermischen Basiskonglomeraten und Serien.

Die Definition TOLLMANNs umfaßt demnach nicht die Abfolgen der Typlokalität von B. ACCORDI, 1956. Durch diese Verwendung der Bezeichnung „Alpiner Verrucano“ mit zweierlei Bedeutung — B. ACCORDI, 1956, A. TOLLMANN, 1962, erscheint es angebracht, diese Bezeichnung überhaupt fallen zu lassen — dies um so mehr, als für die Ablagerungen nach beiden Fassungen die fazielle Vergleichbarkeit mit der Typlokalität nicht gegeben ist. Auch die neue Definition A. TOLLMANNs 1969, wäre demnach nicht geeignet.

Auch L. TREVISAN, 1969, spricht sich gegen eine Bezeichnung als Verrucano für die von B. ACCORDI, 1956, 134 angeführten tieferen Vorkommen „Gleichzeitig oder unter den sauren Vulkaniten“ aus. Ebenso stellt L. TREVISAN fest, daß eine Erweiterung des Verrucano-Begriffes auf diese tieferen Serien nur ein Hindernis der Verständigung wäre.

Mein Vorschlag wäre also abschließend, den Begriff Verrucano im Sinne von L. TREVISAN, 1969, übergeordnet zu verwenden, um damit einen gut gekennzeichneten Abschnitt im orogenen Geschehen, nämlich das Einsetzen der alpidischen Sedimentation zu kennzeichnen. In den Ostalpen gehören hierher die Vorkommen des „Jüngeren Abschnittes“ die in der zusammenfassenden Darstellung von E. CLAR, 1969, unter Punkt 1 angeführt werden. In diesem Sinne könnte man die genannten Komplexe als „Ostalpinen Verrucano“ zusammenfassen. Diese Bezeichnung ist jedoch nicht ident mit dem „Verrucano Alpino“ von B. ACCORDI, 1956, oder dem „Alpinen Verrucano“ (A. TOLLMANN, 1962 oder 1969). So wäre etwa der „Semmeringquarzit“, der Tiroler „Buntsandstein“, oder der „Permoskythsandstein“ unter dem Überbegriff „Ostalpinen Verrucano“ zu führen.

Eine tiefere Folge — sie entspräche etwa den „Scisti di S. Lorenzo“ bzw. den „Breccien und Konglomeraten von Asciano“ an der Typlokalität des Verrucano oder den „Ponte Gardena“-Schichten R. DAL CIN und P. LEONARDI, 1969 (Waidbrucker Konglomerat W. HEISSEL, 1936) wird von E. CLAR, 1969, unter der provisorischen Bezeichnung „kontinentaldetritisches Perm“ zusammengefaßt. Dieser tieferen Einheit entspricht z. B. der „Tattermannschiefer“ A. TOLLMANN, 1964, bzw. die „Arkoseschiefer-Breccien-Porphryoidserie“ von P. FAUPL, 1967, die „Schichten von Söll“ an der Basis des Kaisergebirges. Im Süden wäre die „Serie der roten Schiefertone und Grobschüttungen mit Vulkaniten“ des Magdalensbergbereiches, die als „Schichten von Freudenberg“ bezeichnet werden können, eine äquivalente Entwicklung. Als Überbegriff könnte man außer „kontinentaldetritisches Perm“ einfach die Bezeichnung „Ostalpine Rotliegend-Entwicklung“ bzw. den Lokalnamen mit dem Zusatz „in Rotliegend-Entwicklung“ verwenden.

Literatur

- ACCORDI, B. (1956): Verrucano Alpino. — In: *Lexiqué stratigraphique internat.*, vol. I, fasc. 11, 134—135 (Congr. géol. int.), Paris 1956.
- BARNICK, H. (1962): Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basisschichten der mesozoischen Auflagerung auf der nördlichen Grauwackenzone. — *Verh. Geol. B.-A.*, Jg. 1962, 5 Abb., 295—316, Wien 1962.
- BUSER, S. (1969): Der tektonische Bau des slovenischen Teiles der Karawanken zwischen Jeserko und Jesenice. Symposium über die Geologie der Karawanken. — *Slovensko geol. drustvo*. 23—25. Mai, Ljubljana 1969.
- CLAR, E. (1969): Eindrücke aus Besichtigungen und Diskussionen Wien—St. Johann. — (Zusammenfassende Einleitung zur Diskussion in Mayrhofen am 19. September 1969.) — (Im gleichen Band, 1972.)
- CLAR, E. (1969): Anmerkungen über weitere Vorkommen von Prebichlschichten. — (Im gleichen Band, 1972.)
- DAL CIN, R. (1969): Die Verhältnisse in den Südalpen. Vortrag Symposium Verrucano in den Ostalpen, Wien 12. September 1969.
- EISBACHER, G. (1963): Primär gerichtete Gefüge und Paläogeographie des alpinen Buntsandsteines im Raume Innsbruck—Saalfelden. *Veröff. Ferdinandeum Innsbruck* 42, 133—141, 2 Abb., 1 Karte, Photo 1 und 2, Innsbruck 1963.
- ELLENBERGER, F. (1966): Le Permien du Pays Vanoise. — *Atti del Symposium sul Verrucano*, 170—211, Soc. Toscand. Sci. Nat., Pisa 1966.
- FABRE & FEYS, R. (1966): Les Series Barioles du Massiv de Rochaille leurs Rapports avec le „Verrucano“ de Briançon et les „Permien“ de Maurienne et de Tarentaise. — *Atti del Symposium sul Verrucano*, 143—169, Soc. Tosc. Sci. Nat., Pisa 1966.
- FALKE, H. (1962): Exkursionsführer. Durch das Rotliegende der Nahemulde. — *Tagung der Dt. Geol. Ges.*: Exk. vom 14. September 1962.
- FALKE, H. (1969): Vergleich Verrucano Rotliegendes. — Vortrag Symposium Verrucano in den Ostalpen, Wien 12. September 1969.
- FISCH, W., & RYF, W. (1966): Der Verrucano in den Glarner Alpen. — *Atti del Symposium sul Verrucano*, 233—244, Soc. Toscana Sci. Nat., Pisa 1966.
- HEISSEL, W., & LADURNER, J. (1936): Geologie des Gebietes von Villnöß—Gröden—Schlern—Rosengarten. — *Jahrb. d. Geol. B.-A.* 86, 1—63, 9 Abb., 1 geol. Karte 1 : 25.000, Wien 1936
- MITSCH, N. (1966): Zur Geologie des Magdalensberges und Muraunberges bei St. Veit. — *Unveröff. Diss. Phil. Fa. Univ. Wien*, 154, Beilagebd., Wien 1967.
- PIRKL, H. (1961): Geologie des Triasstreifens und des Schwazer Dolomites südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). — *Jb. Geol. B.-A.* 104, 1—50, Wien 1961.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1962): Vorläufige Mitteilung über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges, Mittelkärnten. — *Der Karinthin* 45/46, 244—246, Hüttenberg 1962.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1965): Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* 14.—15. Bd., 1963/64, 229—266, Wien 1965.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1970): Zur Altersstellung der Magdalensbergserie, Mittelkärnten, Österreich. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* 19, 195—214, 7 Abb., 1 Karte (Taf. 10), Wien 1970.
- TOLLMANN, A. (1962): in KÜHN, O.: *Lexique stratigraphique international*, Vol. I, fasc. 8, Autriche. — *Congr. geol. intern.*, Paris 1962.
- TOLLMANN, A. (1964): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. — *N. Jb. Paläont. Mh.* 5, 270—299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1964.
- TOLLMANN, A. (1969): Der „Alpine Verrucano“ in den Ostalpen. Vortrag: Symposium Verrucano Ostalpen., Wien 12. September 1969.

- TREVISAN, L. (1969): Ähnlichkeiten und Unterschiede zwischen dem Verrucano der Toscana und dem der Alpen und eine Definition des Begriffes Verrucano. — Vortrag: Symposium Verrucano Ostalpen, Wien 1969.
- TRÜMPY, R. (1966): Considérations générales sur le „Verrucano“ des Alpes Suisses. — Atti del Symposium sul Verrucano, 212—232, 2 Abb., Soc. Toscana Sci. Nat., Pisa 1966.
- TRÜMPY, R. (1966): Definition des Verrucano s. l. — (Vorschlag R. TRÜMPY — 12. Dezember 1965.) Atti Symposium sul Verrucano, 398, Soc. Toscana Sci. Nat., Pisa 1966.
- WASCHER, W. (1969): Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 205 S., zahlr. Abb., 7 Taf., Wien 1969.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 107—118	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 107—118	Wien, März 1972

Alpiner Verrucano im Semmering- und Wechselgebiet

Von A. TOLLMANN & P. FAUPL *)

Mit 4 Abbildungen

1. Abschnitt

Exkursion im Gebiet des Semmering-Systems E vom Semmeringpaß

Von A. TOLLMANN

Überblick

Das Semmering-System bietet mit seiner schwach metamorphen permotriadischen Schichtfolge die Möglichkeit, Alpinen Verrucano des zentralalpiner Faziesraumes in zusammenhängenden Serien im Ostabschnitt der Zentralalpen, 90 km S von Wien, zu studieren. Die Gesamtausbildung dieser permischen Serie und die ihr auflagernden basalen Trias-Schichtglieder zeigen in weiten Bereichen der zentralalpiner Fazies der Ostalpen große Ähnlichkeiten, während in der „nordalpiner Fazies“ der tektonisch auflagernden, ursprünglich weiter im Inneren (S) der Ostalpen beheimateten Nordkalkalpen ein ganz andersartig entwickeltes Perm in Form von Prebichl-Konglomeraten und dem Haselgebirge mit seinem Salinar auftritt.

Die Exkursion wird den Alpinen Verrucano und die auflagernde basale Trias im Gebiet des Semmering in zwei verschiedenen großtektonischen Einheiten zeigen, im Unterostalpin des Semmering-Systems und im auflagernden Mittelostalpin der Tattermann-Schuppe. Der Ausblick vom Sonnwendstein bietet die Möglichkeit, sämtliche tektonische Einheiten des weiteren Raumes zu überblicken. Durch gewaltigen nordvergenten Deckenschub übereinandergetürmt reiht sich am heutigen Nordabfall der Ostalpen nordtauchend übereinander: Zutiefst die penninische (?) Wechselkuppel aus metamorphen, altpaläozoischen Schieferen; darüber das unterostalpine Semmering-System, von dem im Meridian E vom Semmering vor allem der sedimentäre Anteil abgeschert und zwischen Sonnwendstein und Adlitzgräben zu acht nordvergenten Falten oder Schuppen zusammengestaut worden ist; hierüber lagert überschoben die schmale, aus Permotrias bestehende Schuppe des Mittelostalpin (Tattermannschuppe — früher als normale altpaläozoische Basis der Unteren Grauwackendecke angesehen); zuoberst schließlich folgt das oberostalpine Deckensystem mit der hier aus Oberkarbon bestehen-

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. A. TOLLMANN & Dr. P. FAUPL, Geologisches Institut, A-1010 Wien I, Universitätsstraße 7.

den Unteren und das Altpaläozoikum umfassenden Oberen Grauwackendecke, gekrönt von den wieder in Decken gegliederten Nördlichen Kalkalpen, in denen am Südrand Elemente der Gölledercke (unten), der Mürzalpendecke und der Schneebergdecke (zuoberst) erfaßt werden können. Der Ausblick vom Sonnwendstein gegen Norden zeigt dieses grandiose Panorama des Deckensystems des Ostalpin. Im einzelnen unterscheiden sich die zentralalpinen Einheiten (Unter-

Abb. 2

- BS BAU-SCHUPPE
 - GS GRASBERG-SCHUPPE
 - GzM GÖSTRITZ-MULDE
 - IP INVERS-PFAFFENMESOZ.
 - KM KALTENBERG-MULDE
 - KpM KAMPALPEN-MULDE
 - NK NÖRDL. KALKALPEN
 - OG OB. GRAUWACKENDECKE
 - PM PROBST-MULDE
 - SK STUHLECK-KRISTALLIN
 - SM SONNWENDSTEIN-MULDE
 - TS TATTERMANN-SCHUPPE
 - UG UNTERE GRAUW. DECKE
 - WF WECHSEL-FENSTER
 - WM WEBERKG-MULDE
- EXKURSIONSRUTE
NÖRDL. und WESTL.
WECHSELGEBIET

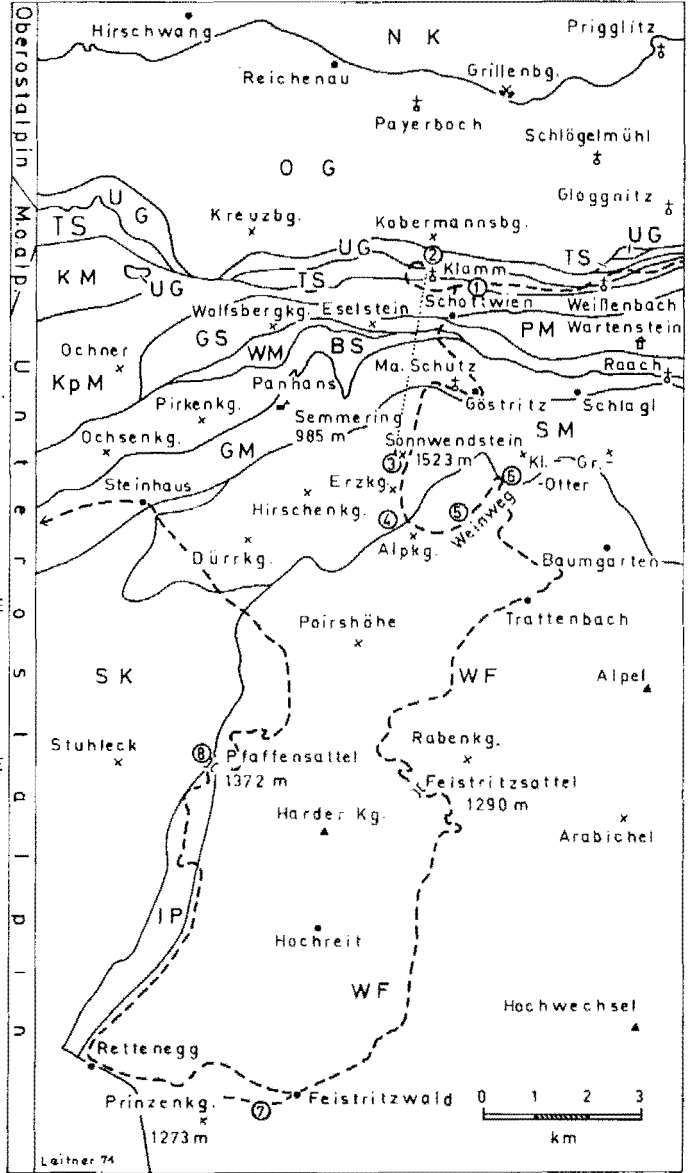


Abb. 1.

und Mittelostalpin) durch ihre stärkere Metamorphose, stärkere tektonische Deformation und eine ganz andere Fazies klar vom Oberostalpin.

Die stratigraphische Gliederung des Permoskyth der zentralalpinen Fazies dieses Gebietes und des weiteren Raumes ist im großen sehr konstant. Vom Verfasser konnte gerade auch auf Grund der Serien im Semmeringgebiet seit 1959 eine generelle Dreigliederung des permoskythischen Komplexes der zentralalpinen Fazies der Ostalpen vorgenommen werden: Die Folge besteht 1. aus einem basalen Komplex von hellen, silbrigweißen bis grünlichen Serizitschiefern mit Einschaltungen von gröberklastischem Material, von Lagen von Porphyroiden oder deren Geröllern. Dieser Basalkomplex gibt sich trotz lokaler Variabilität als eine vom hangenden Semmeringquarzit gut abgetrennte Serie zu erkennen, der im Vergleich mit den übrigen äquivalenten Serien der seit alters in den Ostalpen vielfach gebrauchte Name „(Alpiner) Verrucano“ zukommt. Mächtigkeit und Zusammensetzung dieses Alpinen Verrucanos unterliegt starken Schwankungen.

Als nächsthöherer (2. Komplex) folgt ein meist mächtiges Paket von geschichtetem, festem Semmeringquarzit, der besonders in den tieferen Partien gelegentlich — vorwiegend aus Quarzgeröllern zusammengesetzte — Geröllagen enthält. Am Oberrand des Semmeringquarzites schließlich konnte 1957 gemeinsam mit E. KRISTAN im Bereich Sonnwendstein—Dürrkogel (3.) ein geringmächtiger Horizont von grauen Schiefern mit quarzitischen und rauhwackigen Bändern abgetrennt werden, der in der Folge als „Alpiner Röt“ bezeichnet worden ist (oberstes Skyth). Eine Übersicht über die stratigraphische Gliederung und Einstufung dieser Serien der zentralalpinen Fazies gab der Verfasser 1964 und 1968 (Verh. Geol. B.-A.). Über dieser permoskythischen Dreierheit erst folgen die Rauhwacken, Kalke und Dolomite des Anis, durch Crinoiden belegt.

Der Alpine Verrucano kann aus dem regionalen Vergleich, besonders auf Grund der Porphyroidlagen als permisch (wohl Unter- und Oberperm umfassend) angesehen werden, während der Semmeringquarzit als lithologisches Äquivalent des Buntsandsteins dem Skyth zuzuordnen ist. Der lithologische Umschwung vom Alpinen Verrucano zum darüberfolgenden Quarzit vom Typus Semmeringquarzit bzw. Buntsandstein ist in zahlreichen, anderen, besonders östlichen Abschnitten des mediterranen Orogens noch durch eine Winkeldiskordanz verschärft (Pfälzische Phase), so daß die Perm-Skyth-Grenze begründet hier nur an diese durch eine lithologische Zäsur gegebene Grenze zu legen ist.

Exkursionsroute

Punkt 1: Ansichtsprofil bei Klamm (Abb. 2)

Es gibt einen Überblick über die Serienabfolge und tektonische Gliederung am Nordrand des Semmeringsystems. Das Profil vom Adlitzgraben bei Schottwien über Klamm zum Kobermannsberg zeigt die Abfolge der tektonischen Einheiten vom Unterostalpin bis zur oberostalpinen Grauwackendecke. Die im folgenden besuchten Aufschlüsse des mittelostalpinen Permoskyth liegen in diesem Schnitt N der Kirche von Klamm.

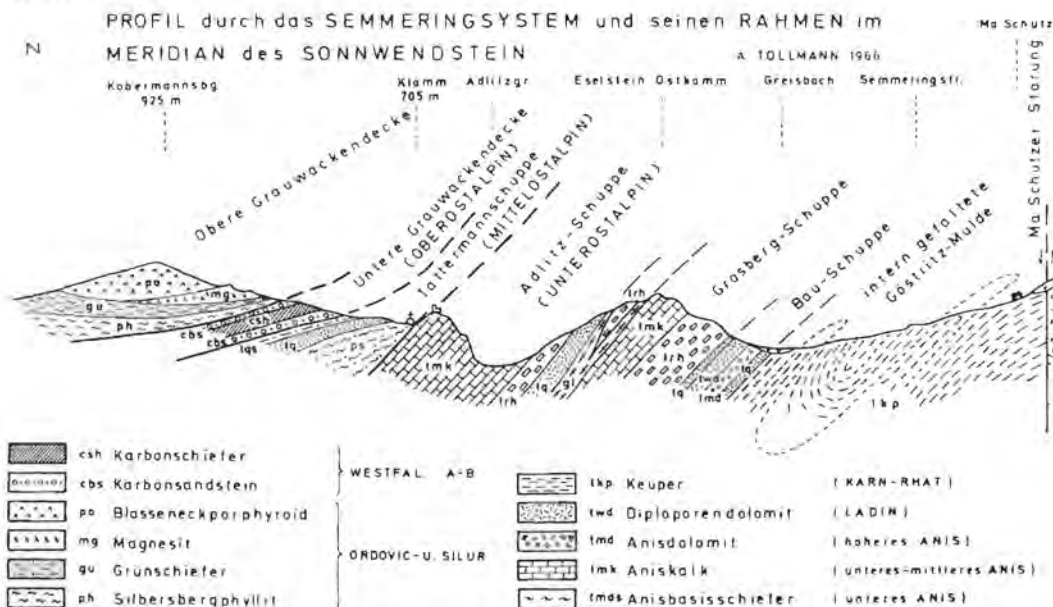
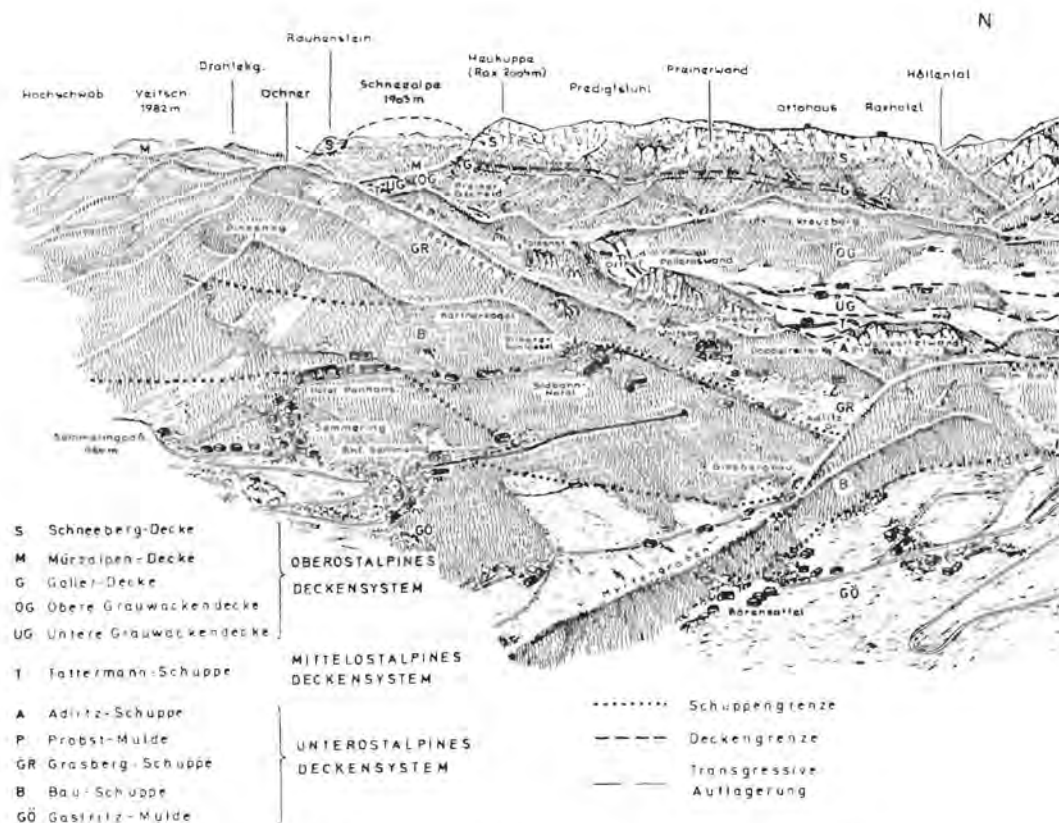


Abb. 3. Ausblick vom Sonnewendstein gegen N (aus A. TOLLMANN, 1968 — 23. Int. Geol. Cong. Prag, Exk. Führer 33 C/IV, Beilage 2).

PANORAMA vom SONNWENDSTEIN Blick gegen Norden

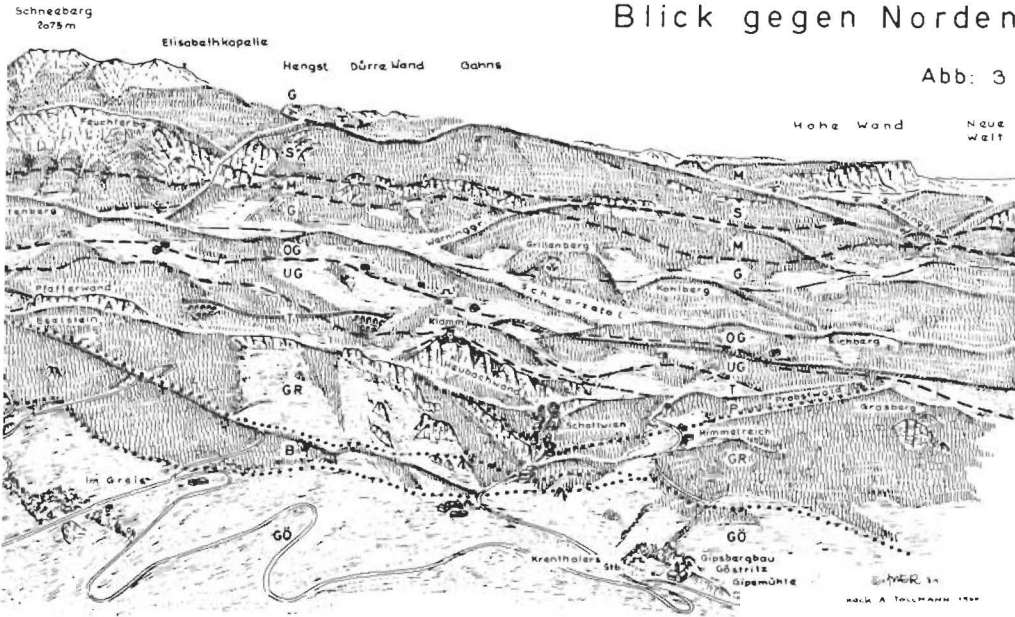


Abb: 3

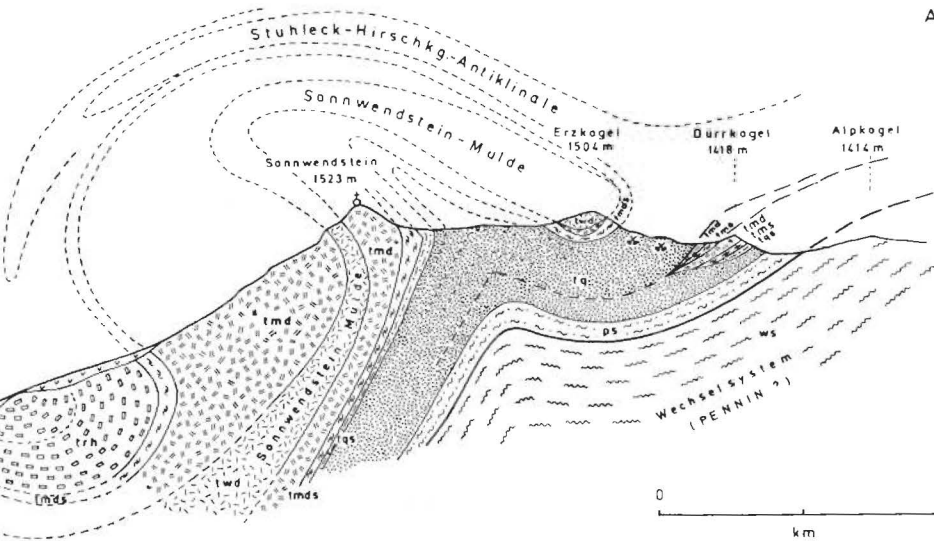


Abb: 3a

- | | | |
|--|-----------------------------------|------------------|
| | trh Saalfeldener Rauwacke | (unteres ANIS) |
| | tq5 Rättschiefer | (oberstes SKYTH) |
| | tq Semmeringquarzit | (SKYTH) |
| | ps Alpiner Verrucana m Porphyroid | (PERM) |
| | ol Phyllitischer Glimmerschiefer | (ALTPALÄOZOIKUM) |
| | ws Wechselschiefer | (ALTPALÄOZOIKUM) |

Abb. 3 a. Profil durch das Semmeringsystem im Meridian des Sonnwendstein (ebendaher, Beilage 1).

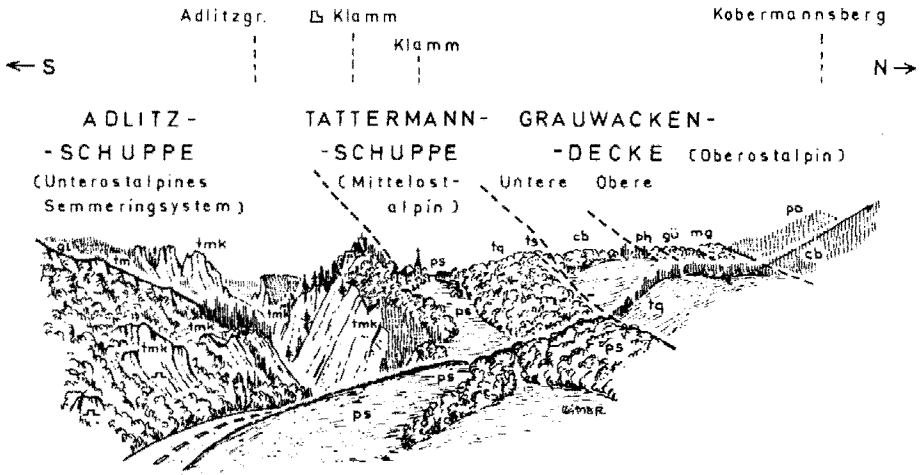


Abb. 2. Ansichtsprofil des Semmeringsystems bei Klamm (aus A. TOLLMANN, 1968 — 23. Int. Geol. Cong. Prag, Exk. Führer 33 C/IV, p. 72).

Punkt 2: Das mittelostalpine Permoskyth der Tattermannschuppe N Klamm

Die Schuppe liegt dem unterostalpinen Aniskalk des Semmeringsystems im Heubachkogel mit aufrechter Serie tektonisch auf. Als tiefstes Glied ist der Alpine Verrucano in Form von dünnblättrigen hellen Serizitschiefern im Hohlweg N des Friedhofes von Klamm aufgeschlossen. Die weichen Schiefer bilden die Sattelzone. Der auflagernde feste Semmeringquarzit erscheint im Straßenanschnitt 200 m NNE der Kirche mit WSW-ENE streichenden Faltenachsen. Alpiner Röt folgt in Form von einigen Meter mächtigen, dünnblättrigen, hellgrauen Schiefen am östlichen Straßenrand knapp unter dem tektonisch auflagernden Oberkarbon (Westfal A—B) der Unteren Grauwackendecke, das im gegen NW abzweigenden Hohlweg zum Kobermannsberg mit Sandstein und schwarzen Schiefen anschließt.

Punkt 3: Ausblick vom Sonnwendsteingipfel

Der Umblick vom Sonnwendstein umfaßt im E das unterostalpine Deckenland der Buckligen Welt und des Rosaliengebirges mit Kristallin und Permtrias-Resten, im S das einförmige Schiefer- und Albitgneis-Gebiet des Wechsels; im SW fällt das auflagernde Mesozoikum der Pfaffmulde vor dem darüber überfalteten Kristallin des Stuhlecks auf (Unterostalpin). Den breiten Nordsektor aber nimmt das vielfältig zusammengesetzte System der unterostalpinen Decken und Schuppen ein (s. o.). Die markante, im Mittelgrund durchziehende Wandflucht mit den Kunstbauten der 1848—1854 errichteten Semmeringbahn bildet die deutliche Obergrenze des unterostalpinen Systems. Die eigenartige Position des nach der Tattermannschuppe auflagernden Paläozoikums der Grauwackenzone, das in den Nördlichen Kalkalpen seinerseits ein ganz andersartiges Mesozoikum trägt, konnte erst durch die Deckenlehre befriedigend erklärt werden.

Punkt 4: Alpiner Verrucano im Dürrkogelprofil

Die Permotrias an der Basis des Semmeringsystems ist im Profil des Dürrkogels, 1,4 km S vom Sonnwendsteingipfel erschlossen. Im Liegenden der anisischen Kalke und Dolomite des Dürrkogelgipfels (1418 m) reihen sich gegen S hin zunächst tiefanisische Dolomitschiefer und -brekzien an, dann Alpiner Röt in Form von mittelgrauen Schiefen mit Rauhwackenbändchen, gegen unten in Semmeringquarzit übergehend. Dieser wiederum wird im Alpkogelsattel (1365 m) durch helle Serizitschiefer des Alpiner Verrucano unterlagert, deren hier geringe Mächtigkeit gegen NE anschwillt. Die Unterlage bildet die Serie der altpaläozoischen Wechselschiefer.

2. Abschnitt

**Alpiner Verrucano im nördlichen und westlichen Wechselgebiet
(Niederösterreich—Steiermark)**

VON P. FAUPL

Im Bereich des Semmering-Wechselgebietes bildet die Wechseleinheit das tiefste tektonische Stockwerk der nordöstlichen Zentralalpen. Wie den tektonisch höheren Kristallineinheiten lagert auch dem Wechselkristallin eine epimetamorphe, permomesozoische Gesteinsabfolge auf, die in ihrer lithologischen Ausbildung jener des Semmeringmesozoikums gleicht. Das Wechselkristallin wird im nördlichen Bereich von Grauwackenphylliten, Quarzphylliten, Graphitschiefern, Albitchloritgneisen und -schiefern, sowie Grünschiefern aufgebaut. Das Permomesozoikum wird folgendermaßen gegliedert (Abb. 4):

5. Mitteltriadische, metamorphe Kalke und Dolomite
 4. Anisische Rauhwacken
 3. Rötschiefer
 2. Semmeringquarzit
 1. Arkoseschiefer-Breccien-Porphyröid-Serie
- } Schichten des Skyth-Anis-Grenzbereiches

Dieser Exkursionsabschnitt ist nur den beiden tiefsten Schichtgliedern, nämlich der älteren Arkoseschiefer-Breccien-Porphyröid-Serie und dem jüngeren Semmeringquarzit, gewidmet. Beide Serien stellen typische Verrucanoablagerungen dar.

1. Arkoseschiefer-Breccien-Porphyröid-Serie

Diese Serie setzt sich aus grünen Phengitschiefern, Phengitquarzschiefern, weißen Serizitschiefern, Einschaltungen von Breccien, Fanglomeraten und Arkoselagen, Porphyröiden und Porphyrmaterialschiefern zusammen. Die Mächtigkeit schwankt von einigen Metern bis über 100 m. Häufig ist die Serie tektonisch stark reduziert.

Den Hauptanteil an dieser Serie nehmen die phyllitischen bis quarzphyllitischen Schiefer ein. Bei den apfelgrünen Typen handelt es sich um Phengitschiefer und Phengitquarzschiefer. Bei den weißen Serizitschiefern tritt Muskovit an die Stelle

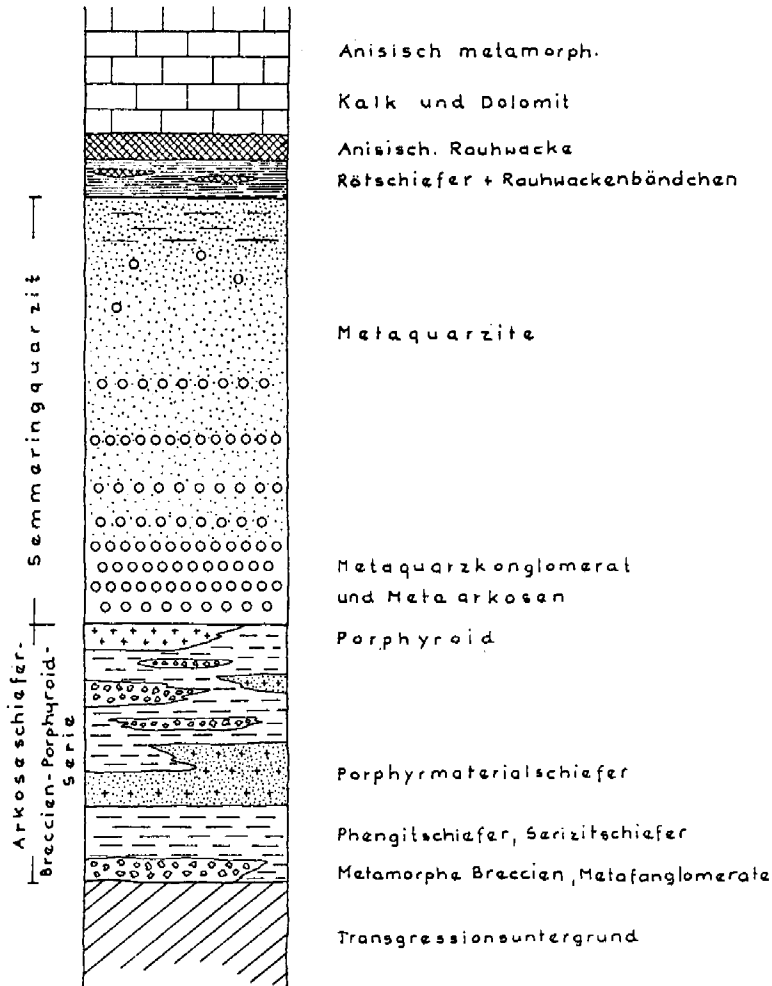


Abb. 4. Schematisches Profil durch das Permoskyth des Semmering-Wechselgebietes, P. FAUPL, 1969.

von Phengit. In diese Schiefer sind Meter- bis Zehnermetermächtige Lagen von grobklastischem Material sowie Arkoselagen eingeschaltet. Als klastische Komponenten sind Quarz- und Quarzitzerölle, Feldspat- und Schieferbruchstücke anzutreffen. Bei den Schieferbruchstücken handelt es sich zum überwiegenden Teil um resedimentiertes Sediment, also um sogenannte Intraklasten. Wie weit, oder ob überhaupt auch Gesteine des Transgressionsuntergrundes, in diesem Falle Wechelschiefer, mitbeteiligt sind, konnte bis jetzt wegen der enormen Feinkörnigkeit nicht entschieden werden. Das Grundgewebe dieser Grobklastika besteht aus Phengit und Quarz. Besonders charakteristisch für diese Serie sind die sauren Vulkanite. Sie liegen einerseits als Porphyroide, andererseits als Porphyrmaterialschiefer vor. Bei den letzteren handelt es sich um verlagertes und mit Sediment vermengtes saures Tuffmaterial. Es entstehen durch diese Sedimentbeimengungen alle Über-

gänge von reinen Vulkaniten zu tonigem Sediment, welches nur untergeordnet vulkanische Komponenten enthält.

Die Gesteine besaßen großteils rote Farbe. Das färbende Fe-Oxyd wanderte bei der Metamorphose in den Glimmer. Stellenweise sind reliktdisch erhaltene Rotfärbungen noch zu beobachten.

2. Semmeringquarzit

Unter der Bezeichnung „Semmeringquarzit“ wird eine Serie von fein- bis mittelkörnigen Metaquarziten, mittel- bis grobkörnigen Metaarkosen und Metaquarzkonglomeraten zusammengefaßt. Eine genaue Mächtigkeit ist wegen starker tektonischer Reduktionen und Komplikationen nicht angebbbar, liegt jedoch sicher weit über 100 m. Die gröberklastischen, arkose- und geröllführenden Partien sind auf den liegenden Teil des Normalprofils konzentriert, während die hangenden Abschnitte überwiegend von fein- bis mittelkörnigen Quarziten aufgebaut werden. Die Gesteine weisen zum überwiegenden Teil einen grünen Farbton auf, der ebenfalls durch phengitische Glimmer verursacht wird.

Als klastische Komponenten sind kennzeichnend: rosa und farblose Quarz- und Quarzitgeröllchen, karneolartige Quarze, Feldspäte (dominierend Alkalifeldspäte), selten Turmalinquarzite und Aplitgerölle. Das Bindemittel ist quarzitisch entwickelt. Die Schichtflächen sind häufig mit einem Muskovitdetritus belegt. Im Semmeringquarzit fehlen autochthone saure Vulkanite.

Die Arkoseschiefer-Breccien-Porphyr-Serie und der Semmeringquarzit unterscheiden sich in ihrer lithologischen Ausbildung und Zusammensetzung. Die erstere Serie ist einerseits durch die sauren Vulkanite, die diese gesamte Gesteinsfolge durchsetzen und andererseits durch fanglomeratische Grobschüttungen in eine pelitische Sedimentabfolge charakterisiert. Stellenweise wird die Serie durch ein Porphyroidlager abgeschlossen. Die Ablagerung des Semmeringquarzites setzt mit grobklastischen Sedimenten ein, geht in den hangenden Partien in eine allgemein gut gebankte, gleichmäßig ausgebildete Quarzitabfolge über und wird durch einen Schieferhorizont (Rötschiefer) abgeschlossen.

Altersinterpretation:

Die Arkoseschiefer-Breccien-Porphyr-Serie möchte ich auf Grund der in ihr auftretenden sauren Vulkanite für eine Schichtfolge des Rotliegenden halten und folge damit G. RIEHL-HERWIRSCH (1965) in der Alterszuordnung einer analogen Schichtfolge im Bergland E des Magdalensberges (Kärnten). RIEHL-H. konnte auf Grund der regionalen, vertikalen Verbreitung des variszischen subsequenten Vulkanismus im mitteleuropäischen Raum zeigen, daß dieser nicht über das Rotliegende (Bereich der Saalischen Phase) hinausreicht. Dem Semmeringquarzit käme demnach ? oberpermisch bis skythisches Alter zu.

Die Bezeichnung „Alpiner Verrucano“ möchte ich als übergeordneten Begriff für beide Schichtfolgen verwenden, da beide, die Arkoseschiefer-Breccien-Porphyr-Serie (P. FAUPL, 1967) und der Semmeringquarzit, letzterer zumindest in seinen tieferen Partien, typische Verrucanoablagerungen verkörpern.

Nach A. TOLLMANN (1964) ist der Begriff Alpiner Verrucano (Typusprofil im Semmering: Weinweg S Göstritz, Niederösterreich) auf die liegende Serie beschränkt.

A u f s c h l u ß p u n k t e:

Punkt 5: Weinweg S von Göstritz

Arkoseschiefer-Breccien-Porphyröid-Serie und basaler Semmeringquarzit (Wechseleinheit).

Bei diesem Vorkommen handelt es sich um eine erosiv begrenzte Permoskythoscholle, die den „Hangenden Wechselschiefern“ (Grauwackenphyllite, Graphitschiefer usw.) auflagert. Die Aufschlüsse direkt am Weg zeigen Porphyröide, Phengitquarzschiefer und metamorphe, grüne Breccien. Der Porphyröid hat eine helle blaßgrüne Farbe. Er läßt bereits makroskopisch Einsprenglingsquarze und Alkalifeldspäte erkennen. Unter dem Mikroskop zeigen die Quarze die typischen Korrosionsschlüuche, der Alkalifeldspat ist instabil und liegt als Fleckenperthit bis Schachbrettalbit vor. Das Grundgewebe besteht aus Phengit und Quarz.

Die Glimmer der Phengitquarzschiefer (Min.-Bestand: feinschuppiges Gewebe von Phengit und Quarz; als Klastika finden sich kleinste Geröllchen von Quarz und Quarzit) dieses Aufschlusses wurden durch A. BERAN (1969) speziell untersucht. Die Breccienlagen beinhalten neben Quarz- und Quarzitgeröllern, Feldspatbruchstücke und viele helle und dunkelgrüne Schieferbruchstücke. Das Grundgewebe besteht aus Phengit und Quarz.

In der N des Weges gelegenen Waldlichtung folgen unmittelbar im Hangenden des Porphyröids die basalen Bildungen des Semmeringquarzits. Es handelt sich um Metaquarzkonglomerate. Als Komponenten treten hauptsächlich Quarzgerölle auf; untergeordnet finden sich rosa Quarz- und dunkle, pigmentierte Quarzitgerölle. Die Gerölle erreichen einen Durchmesser bis zu 10 cm.

Punkt 6: Göstritzsattel (= Kummerbauernstadt)

Geröllführender Metaquarzit der Sonnwendsteinmulde.

Der Aufschluß zeigt die typische Ausbildung des Semmeringquarzits des liegenden Bereichs des Normalprofils. Bei den Geröllern handelt es sich zum überwiegenden Teil um Quarze, die teilweise rosa gefärbt sind. Die Gerölle haben eine Streckung in B erfahren.

Punkt 7: Feisritzwald

Forststraßenaufschluß am N-Abhang des Prinzenkogels (Wechseleinheit).

Der Aufschluß zeigt einen Ausschnitt aus dem Permomesozoikum, das in aufrechter Serie den W-Rand des Wechselfensters bildet. Das Profil umfaßt Arkoseschiefer-Breccien-Porphyröid-Serie und die basalen Teile des Semmeringquarzits. Es wurde von W. VETTERS eingehend bearbeitet; das Auftreten von Phengit untersuchte A. BERAN (1969).

Im Bereich der Arkoseschiefer-Breccien-Porphyröid-Serie sind die Aufschlüsse etwas verrutscht. Es dominieren weiße, feinschuppige Serizitschiefer und grüne Phengitschiefer mit schwacher Geröllführung und Einschaltungen von arkosigen

Lagen. Ein weiteres typisches Glied sind die Porphyrmaterialschiefer, die als erkennbare vulkanische Komponenten Einsprenglingsquarze führen.

Auf den s-Flächen einiger Lagen hellgrüner Phengitschiefer befinden sich kleine, dunkelgrüne Chloritflecken (? Pseudomorphosen nach Biotit oder Hornblende).

Beim Semmeringquarzit handelt es sich um Lagen von Metaquarzkonglomeraten mit quarzitischem bis arkosigem Bindemittel.

Über die Vergleichbarkeit dieser Phyllite und Porphyrmaterialschiefer mit ähnlich ausgebildeten altpaläozoischen Schichten, die ebenfalls saure Vulkanite führen, wurde diskutiert.

Punkt 8: „Quarzitbergbau“ Pfaffensattel (1372 m)

Das Permomesozoikum des W-Randes des Wechselfensters wird von einem inversliegenden Permomesozoikumszug überlagert. Die inverse Einheit wird von der großen Masse des Stuhleckkristallins überschoben. Der inversen Einheit gehört der Quarzit des Bergbaues an. Es handelt sich um sehr gleichmäßig entwickelten, gut gebankten Metaquarzit von weißer bis blaßgrüner Farbe. Der Aufschluß erschließt eine Falte mit SW-einfallender Faltenachse.

Das auffallendste Phänomen ist die starke Vergrusung des Quarzits, eine Erscheinung, die im Semmeringquarzit häufig anzutreffen ist. Über die Ursache der Vergrusung gehen die Ansichten der einzelnen Forscher sehr auseinander. Einerseits werden starke tektonische Zerrütterungen, andererseits Verwitterungsvorgänge verantwortlich gemacht. In diesem speziellen Falle würde ich die Vergrusung auf einen etwas höheren Feldspatgehalt im Quarzit zurückführen, der durch intensive, tertiäre Verwitterungsvorgänge zersetzt und abgeführt wurde.

Während der Exkursion wies E. BACKHAUS auf ähnliche Vergrusungen im deutschen Kristallin hin. Diese sind auf durch Hydratation bedingte Mineralsprengungen (Na-Karbonate und -Sulfate) zurückzuführen. Das Gesteinsgefüge bleibt dabei im allgemeinen erhalten. L. TREVISAN zog die Möglichkeit einer Erklärung durch Scharnierzertrümmerung in Betracht.

Literatur

- BERAN, A.: Beiträge zur Verbreitung und Genesis Phengit-führender Gesteine in den Ostalpen. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 13, 115—130, Wien 1969.
- CORNELIUS, H. P.: Geol. Karte von Österreich, Blatt Mürzzuschlag 1 : 75.000 mit Erläuterungen. — Wien 1936.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des Gebietes Trattenbach und Fröschnitz, Niederösterreich—Steiermark (Wechselgebiet). — *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, 104, 14, 412—418, Wien 1967.
- FAUPL, P.: Zur Geologie des NW-Abschnitts des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (Niederösterreich) und Fröschnitz (Steiermark), Österreich. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* Wien 19, 27—70, Wien 1970.
- KRISTAN, E., & TOLLMANN, A.: Zur Geologie des Semmering-Mesozoikums. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.* Wien 8, 75—90, Wien 1957.
- MOHR, H.: Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 3, 104—213, Wien 1910.
- MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des NE-Sporns der Zentralalpen. — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, 88, 633—652, Wien 1912.

- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges), Kärnten, Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien 14—15, 229—266, Wien 1965.
- TOLLMANN, A.: Semmering und Radstädter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 325—354, Wien 1958.
- TOLLMANN, A.: Exkursion Semmering-Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 193—203, Wien 1964.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1964, 270—299, Stuttgart 1964.
- TOLLMANN, A.: Mesozoic of the Central Alps in the Semmering Area. — Guide Exc. 33 C, Int. Geol. Congr., 23. Sess., Prague, 66—75, Wien 1968.
- VETTERS, W.: Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg—Feistritzsattel (Steiermark). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien 19, 71—102, Wien 1970.
- Topographische Karten: Österr. Karte 1 : 50.000, 104 — Mürzzuschlag, 105 — Neunkirchen.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 119—122	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 119—122	Wien, März 1972

Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich)

Von DIETER SOMMER *)

Mit 3 Abbildungen.

Allgemeines

Die „Prebichl Schichten“ bilden das tiefste Schichtglied (Permoskyth) in der Sedimentationsfolge der Nördlichen Kalkalpen. Am locus typicus (Prebichl-Polster) ergibt sich die Möglichkeit einer lithologischen Untergliederung dieser „Prebichl Schichten“. An der Basis, diskordant über paläozoischen Kalken, liegt ein Kalkkonglomerat, darüber folgt Quarzkonglomerat, gegen das Hangende stellen sich Sandsteine und Tonschiefer ein, die in die Werfener Schichten übergehen.

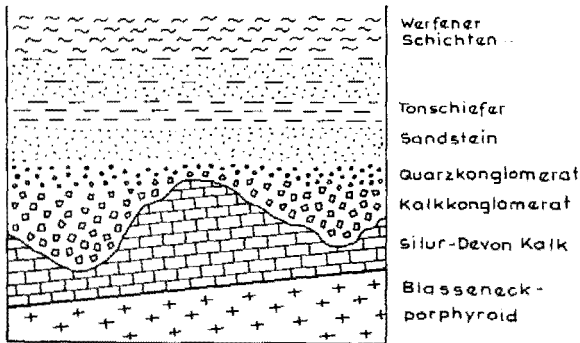


Abb. 1. Schematisches Idealprofil der Schichtfolge im Bereich des Polster (Prebichl). Maßstab zirka 1 : 50.000.

Bei den „Prebichl Schichten“ handelt es sich wahrscheinlich um terrestrische Sedimente ohne geotetale Elemente wie Strömungsmarken oder Korngrößen-sortierung. Die vortriadische Landoberfläche wurde durch Schüttung von Kalkkomponenten eingeebnet. Darauf folgte sowohl zeitlich als auch räumlich die Ablagerung von Quarzgeröllen, wobei ein allmählicher Übergang von Kalk- zu Quarzkonglomerat zu beobachten ist (Abb. 1).

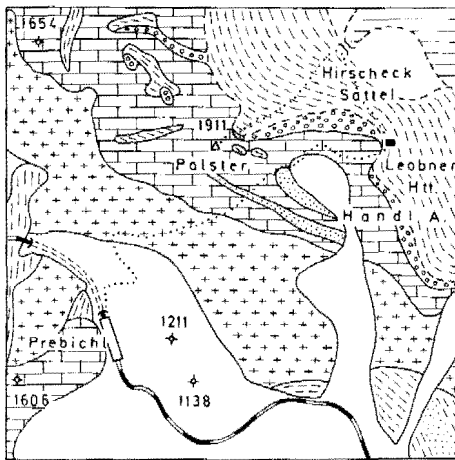
Bei der Leobner Hütte kommen Quarzkonglomerate vor, die überraschend viele helle Kieselschieferkomponenten zeigen. Bei der Untersuchung dieser

*) Anschrift des Verfassers: DIETER SOMMER, A-1180 Wien, Hockegasse 56.

Komponenten konnten vereinzelt Radiolarien festgestellt werden, die von Dr. STÜRMER aus Erlangen als Shaerellarien mit kulmischem Alter oder älter bestimmt wurden. Unter dem Mikroskop sieht man sie als pigmentfreie weiße Flecken in einer etwas dunkleren, kieseligen Grundmasse, meistens durch die mechanische Beanspruchung des Gesteins linsenförmig umgeformt. Der Radiolarit oder Kieselschiefer wurde auf Grund der Radiolarien als organogenes Gestein angesprochen.

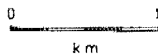
Ferner wurde versucht, eine Erklärung für die Bleichung der Kieselschieferkomponenten zu finden. Als Einzugsgebiet kann man etwa die Vorkommen der Kieselschiefer der Umgebung von Eisenerz annehmen. Auch dort kommen in den hangenden Partien Kieselschiefer vor. Der Verfasser ist auf Grund von Erhit-

GEOL. ÜBERSICHTSSKIZZE VOM S-RAND DER NÖRDLICHEN KALKALPEN IM GEBIET UM DEN POLSTER (PREBICHL-STMK.)



- | | | | |
|--|------------------|--|--------------------|
| | Schutt | | erzführender Kalk |
| | Sandst. Quarzite | | Werfener Schiefer |
| | Porphyroide | | Prebichl Schichten |

Ausschnitt aus der geol. Karte von G. HIESSLEITNER 1929, ergänzt nach eigenen Beobachtungen 1967



LEGENDE ZUM SAULENPROFIL:

- | | | | |
|--|------------------|--|---------------------|
| | Tonschiefer | | Kalkkongl.-Breccien |
| | Sandsteine | | Silur-Devon Kalk |
| | Quarzkonglomerat | | |

SAULENPROFIL

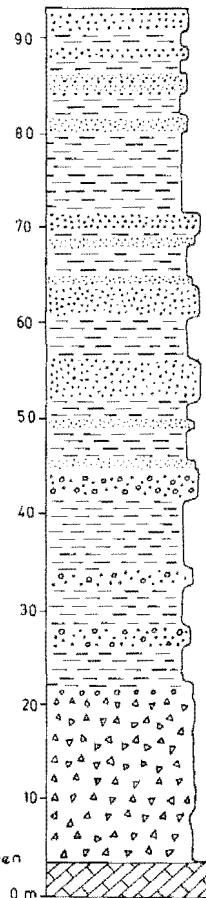


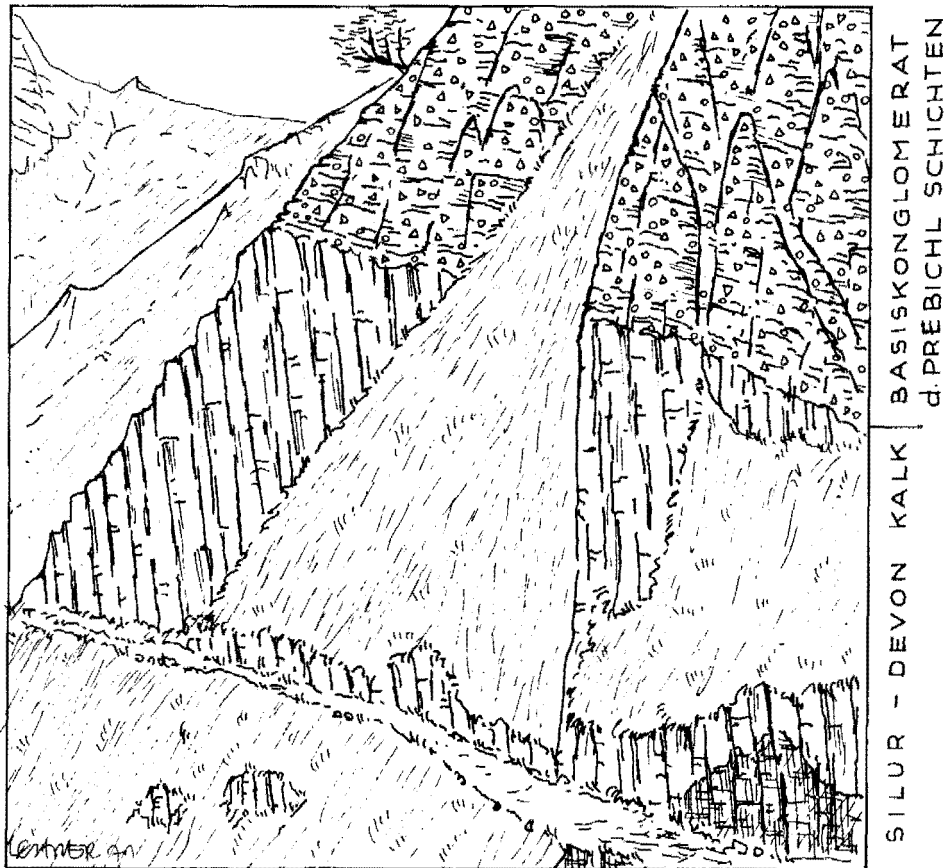
Abb. 2.

zungsversuchen geneigt, diese hellen Kieselschiefer als im Kontakt der Porphyroide gebleichte Lydite zu deuten.

Route

Vom Prebichl-Paß benützt man den Sessellift auf den 1911 m hohen Polster (Bergstation etwa 50 m unterhalb des Polstergipfels). Auf dieser Fahrt überquert man den Blasseneckporphyroid und kommt in die Silur-Devon Kalke oder „erzführenden Kalke“. Bis zum NW-Grat geht man auf Silur-Devon Kalken, die stellenweise sehr stark vererzt sind, wobei man einzelne Gerölle (kein Aufschluß vorhanden) finden kann.

Der NW-Grat folgt der Achse einer Antiklinale aus Silur-Devon Kalken, die den Polster Gipfel bildet und mit 20° gegen NW einfällt. Die einzelnen Kuppen auf diesem Grat sind durch staffelartige Verwerfungen verursacht, wobei der



Aufschluß 200 m südlich
der Leobener Hütte

Weg zur Leobener
Hütte

Abb. 3. Diskordante Überlagerung der Prebichlschichten auf Silur-Devon-Kalk.

nordwestliche Teil mit Silur-Devon Kalken immer höher liegt, als der südöstliche Teil mit dem stratigraphisch höher liegenden Quarzkonglomerat.

Der NE-Grat, auf dem die Exkursionsroute führt, besteht aus Sandsteinen und Tonschiefern (die höchsten Einheiten der Prebichl Schichten) mit kleinen Linsen von Quarzkonglomerat; im Hirschegg Sattel (1691 m) gehen die Tonschiefer in die Werfener Schichten über. Der NE-Grat umfaßt auf der E-Seite das geschlossene Profil (siehe Säulenprofil); die Kalk- und Quarzkonglomerate keilen knapp unterhalb des Polstergipfels aus. Vereinzelt findet man auch ein Konglomeratrollstück mit Kalk- und Quarzkomponenten. An eine Störung ist eine Tasche vererzten Kalkes gebunden.

An dieser Stelle gibt es auch in den Silur-Devon Kalken einen Karstschlauch, der mit rötlichvioletter Material gefüllt ist, das gleiche Material, das in dem Konglomerat vorliegt, ein Hinweis für die Ablagerungsbedingungen dieses tiefsten Schichtgliedes.

Vom Hirschegg Sattel, beinahe in südlicher Richtung, erreicht man die Leobner Hütte, ein ehemaliges Knappenhaus, bei der heute noch die Halden von dem knapp vor der Jahrhundertwende erfolgten Bergbau auf Erz in den Kalkkonglomeraten zu sehen sind. Die Werfener Schichten bildeten den Stauhorizont für die von unten kommenden metasomatischen Erzlösungen, so daß die darunter liegenden Kalkkonglomerate lokal sehr stark vererzt sind. Man findet, wie am Erzberg, alle Stadien der Vererzung in den Kalkgeröllen, sowohl Ankerit als Rinde und unverändert Kalk als Kern, außen Siderit, innen ein Kern von neugebildetem Ankerit, als auch reine Ankerit- bzw. Sideritgerölle.

Ungefähr 200 m südlich der Leobner Hütte, auf dem Weg, der den Polster SE-Abfall quert, ist sehr schön die Überlagerung von Prebichl Schichten auf Silur-Devon Kalken in einer Winkeldiskordanz (40°) zu beobachten (Abb. 3).

Von da führt der Weg durch Silur-Devon Kalke, Blasseneckporphyroid, auf die S-Seite des Polsters und entlang der Lifttrasse wieder auf den Prebichl Paß.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 123—125	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 123—125	Wien, März 1972

Anmerkung über weitere Vorkommen von Prebichlschichten

Von E. CLAR *)

Östlich des hier besuchten, namengebenden Vorkommens der Prebichl Schichten hat H. P. CORNELIUS auf dem Gebiet des Kartenblattes Mürrzusschlag und bis über den Semmering entlang dem Südrand der Kalkalpen eine größere Zahl von Schichtpaketen mit grobklastischen Einlagerungen an der Basis der Werfener Schichten von diesen als Prebichl Schichten abgetrennt. Die Dissertation von D. SOMMER (1968) enthält eine Zusammenstellung dieser östlicheren Vorkommen und beschreibt charakteristische Profile. Bemerkenswerterweise pflegen jedoch weiter östlich die um den Prebichl und den Steirischen Erzberg so charakteristischen Lokalschutt-Breccien mit reichlicher Beteiligung der altpaläozoischen „erzführenden“ Kalke zu fehlen und es sind in erster Linie quarzreiche, ferntransportierte Restschotter von Kiesgröße eingeschüttet worden.

Gegen Westen klappte bisher zwischen dem Bereich um Eisenerz und dem wieder von der Exkursion besuchten Salzburg-Tiroler Abschnitt (Saalfelden-Kitzbühel usw.) eine breite Lücke der Kenntnisse. Doch hat H. P. CORNELIUS (1941) in einer kurzen Notiz sehr energisch die Auffassung vertreten, daß hier die lange bekannten, breccienreichen Schiefer des Salberges bei Liezen und des Dürrenschöberl bei Admont Vertreter der Prebichl Schichten seien. Nach der einzigen neueren Detailkartierung, die hier G. HIESSLEITNER (1958) zur Klärung der Stellung der Erzvorkommen ausgeführt hat, sind diese Breccien jedoch in Übereinstimmung mit der Kartendarstellung von W. HAMMER auf Blatt Admont-Hieflau so untrennbar mit Grauwackenschiefern verbunden, daß ihre Abtrennung von diesen als ein jüngerer transgressives Schichtglied offenbar keine Anhängerschaft gefunden hat. W. HAMMER (1932) hatte sich im Weiterstreichen dieser Folge gegen Osten über die Bichlerhalt auf der Kaiserau und den Lahngang erst abschließend dafür entschieden, die Kalkflaserbreccien für älter als die Prebichl Schichten zu halten: Weil ihr Kalkschutt sicher vom „erzführenden“ Silur-Devon-Kalk stammt, könnten sie zwar nicht älter als Devon sein, man müßte aber auch „die mit ihnen verbundenen Quarzkonglomerate und einen beträchtlichen Teil der Grauwackenschiefer zum Perm stellen“, wenn man die Kalkbreccien als Prebichl Schichten deutet. Es kann — wegen der Verbindung mit den Breccien — „nicht die ganze Masse der Grauwackenschiefer silurisch sein“. HAMMER gibt sogar Hinweise, wie ein jüngerer Anteil der Grauwackenschiefer abgetrennt werden könnte, vermeidet aber doch selbst diesen Schritt. Ebenso

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. E. CLAR, Geologisches Institut Universität, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

lehnt METZ (1953) eine Loslösung des ganzen Komplexes aus den Grauwackenschiefern ab.

Seitdem haben sich nun die Dissertationsaufnahmen von K.-H. BÜCHNER (Marburg 1970) und F. G. LANGE voll der Deutung von H. P. CORNELIUS angeschlossen und den breccienreichen Komplex als Prebichl Schichten von der Grauwackenzone abgetrennt. Eine eingehendere Untersuchung und Darstellung wird angekündigt.

Bei einigen eigenen, noch in Unkenntnis der Ergebnisse von K.-H. BÜCHNER und mit ursprünglich anderer Fragestellung ausgeführten Begehungen im Sommer 1970 bin ich zu dem gleichen Schluß gekommen, daß nämlich auch mir der breccienreiche Komplex als Ganzes von den älteren Grauwackenschiefern abtrennbar erscheint und daß er als die transgressive Einleitung der kalkalpinen Schichtfolge gedeutet werden kann.

Als starkes Hindernis stand dieser Deutung auch der von E. HABERFELNER (1931) beschriebene Graptolithenfund vom Salberg bei Liezen entgegen; nach den Überprüfungen durch W. GRÄF (1966) und insbesondere H. JAEGER (1969) ist der Fund zu streichen, aber auch die als Ausweg konstruierten Zweifel an einer Zugehörigkeit dieser grauen, feinsandig-kieseligen Schiefer zur Breccienfolge (H. P. CORNELIUS, K.-H. BÜCHNER) können wegfallen. Schattenhafte, stäbchenartige Spuren (Pflanzen?, Grabgänge?) konnte ich ganz im Westen des Salberges am Fußweg zum Liezener Kalvarienberg aus dem Anstehenden unmittelbar im Verband mit Konglomeratlagen finden.

Die somit in ihrer Stellung den Prebichl Schichten verglichene Folge besteht aus grauen Tonschiefern, kieseligen „Tonsteinen“, seltener Sandsteinen und karbonatisch-sandigen Lagen, verbunden mit grobklastischen kalkfreien oder kalkreichen Breccien und Konglomeraten (Kalkschollen z. T. vererzt, feinverteilt Karbonat meist ankeritisch verwittert, Vulkanitanteile noch fraglich). Als Ganzes genommen ist ihre Stellung, als Unterlage der Werfener Schichten und über den Grauwackengesteinen, vom Salberg bei Liezen über die Nordhänge des Dürrenschöberl, nördlich Rötelstein und am Klosterkogel bei Admont, an der Bichlerhalt und am Lahnengang deutlich. Ein Gipsaufschluß noch im Liegend an der Bichlerhalt sitzt vermutlich nur an einer Störung. BÜCHNER schätzt die Mächtigkeit auf etwa 250 m, doch fehlen noch genügend studierte bzw. erschlossene Profile. Auch unter Berücksichtigung offensichtlich starker Hangverlagerungen möchte ich eher noch höhere Werte vermuten.

Als das zunächst weitaus bemerkenswerteste an dieser breccienreichen Schichtgruppe erscheint mir, daß sie zwar in ihrer Stellung und bezüglich ihrer grobklastischen Einschaltungen durchaus den Prebichl Schichten vergleichbar ist, daß sie aber faziell vom Typusbereich immerhin erheblich abweicht: Hier sind in der Zusammensetzung vergleichbare Grobschüttungen aus bereits metamorphem Paläozoikum in einer anscheinend größeren Zahl von Einzelschüben in eine mächtige Beckensedimentation von grauen Tonschlammen eingeschaltet, während dort die Grobklastika eine immer deutlich rotbunte, sandreiche Folge einleiten oder begleiten. Es muß jedenfalls noch offen bleiben, ob sich nicht bei genauerer Untersuchung von Profilen

mit dieser Graufazies Hinweise auf einen anderen Schichtumfang als bei den — leider ja stratigraphisch noch heimatlosen — roten Prebichl Schichten des locus typicus ergeben. Denn an diesem besteht anscheinend ein geschlossener Übergang in typische schiefrige Werfener Schichten, hier aber folgt darüber zuerst die mit etwa 1000 m angegebene mächtige Masse der „quarzitischen Werfener“ des Pleschberges, die wenigstens an ihrer Basis im Ennstal auch deutlich gradierte, grüne Schichtbänke enthält. Es ist denkbar, daß hier ein Bereich anhaltender Senkung vorliegt, dessen Füllung schon vor der spektakulären Basisdiskordanz des Prebichlgebietes (schon im Karbon?) begonnen haben könnte.

Literatur

- BÜCHNER, K. H.: Geologie der nördlichen und südwestlichen Gesäuseberge. — Diss. Marburg/Lahn 1970, 118 S.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Deutung der Konglomerate des Salberg bei Liezen und der Flaserkalkbreccien am Dürrenschöberl. — Ber. Reichst. Bodenforschung, 1941 Wien, 111—114.
- HAMMER, W.: Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental. — Jb. Geol. B.-A. Wien, 82, 1932, 127—161.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone zwischen Admont—Salztal—Liezen. — Jb. Geol. B.-A. Wien, 101, 1958, 35—78.
- JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. — Anz. Akad. Wiss. Wien, Mnw. Kl. 106, 1969, 173—177.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44 (1951), 1953, 1—84.
- SOMMER, D.: Die Prebichlschichten. — Diss. Univ. Wien 1968; ungedruckt, 104 S.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 127—138	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 127—138	Wien, März 1972

Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten)

Von G. RIEHL-HERWIRSCH & W. WASCHER *)

Mit 6 Abbildungen

Das Karbon-Perm-Skyth-Profil im Raum Christofberg—Steinbruchkogel

Von G. RIEHL-HERWIRSCH

Im Raume E des Magdalensberges NE Klagenfurt wurde bei Kartierungen 1 : 10.000 eine Gliederung der bisher als „Grödener Schichten“ bezeichneten Einheit vorgenommen.

Graue Sandsteine an der Basis konnten mit Hilfe von Pollenuntersuchungen (Dr. W. KLAUS, Geol. B.-A. Wien) und Pflanzenresten in das Oberkarbon (Westfalen—Stefan) eingestuft werden.

Darüber folgen blutigrote Fanglomerate, Vulkanite und Schiefertone, für die, auf Grund regionaler Vergleiche, mit besonderer Berücksichtigung der vulkanischen Aktivität im Unterperm, ein Unter- bis Mittelrotliegend-Alter vermutet wird.

Nach einem markanten Sedimentationsumschwung, der als Auswirkung der Saalischen Phase gedeutet wird, folgt ein Quarzsandsteinkomplex, der wahrscheinlich Oberperm und Seis vertritt. Die Sandsteinfolge wurde hier als Permoskyth-sandstein bezeichnet.

Die Sandsteine gehen gegen das Hangende in Werfener Schichten über, für die nach Fossilfunden sowie auf Grund regionaler Vergleiche Campil-Alter angenommen wird.

Ergibt sich für das Karbon eine wahrscheinliche Schüttung aus einem Kristallin-gebiet (Schwermineralgehalt, Glimmerschüppchen), so erscheint im Unterrotliegend, sei es infolge geänderter Klimabedingungen, sei es durch relative Hebung des Bereiches, nur der direkte Untergrund aufgearbeitet (unterlagerndes epimetamorphes Paläozoikum). Erst im Bereich der Oberperm-Unterskyth Sedimentation kommt es wieder zur Sedimentzufuhr; gut gerundete Quarzporphyre sowie Geröll eines mesozonalen Kristallins machen den Geröllbestand aus. Bei den Quarzsandsteinen dieses Abschnittes scheint es sich um mehrfach umgelagertes Material zu handeln. Ein stark reduzierter Schwermineralbestand (Untersuchung Dr. G. WOLETZ, Geol. B.-A. Wien) läßt einen längeren Einfluß der Oberflächenverwitterung vermuten (Fehlen von Apatit und Granat).

*) Anschrift der Verfasser: Dr. G. RIEHL-HERWIRSCH & Dr. W. WASCHER, Institut für Geologie der Technischen Hochschule, Karlsplatz 13, A-1040 Wien.

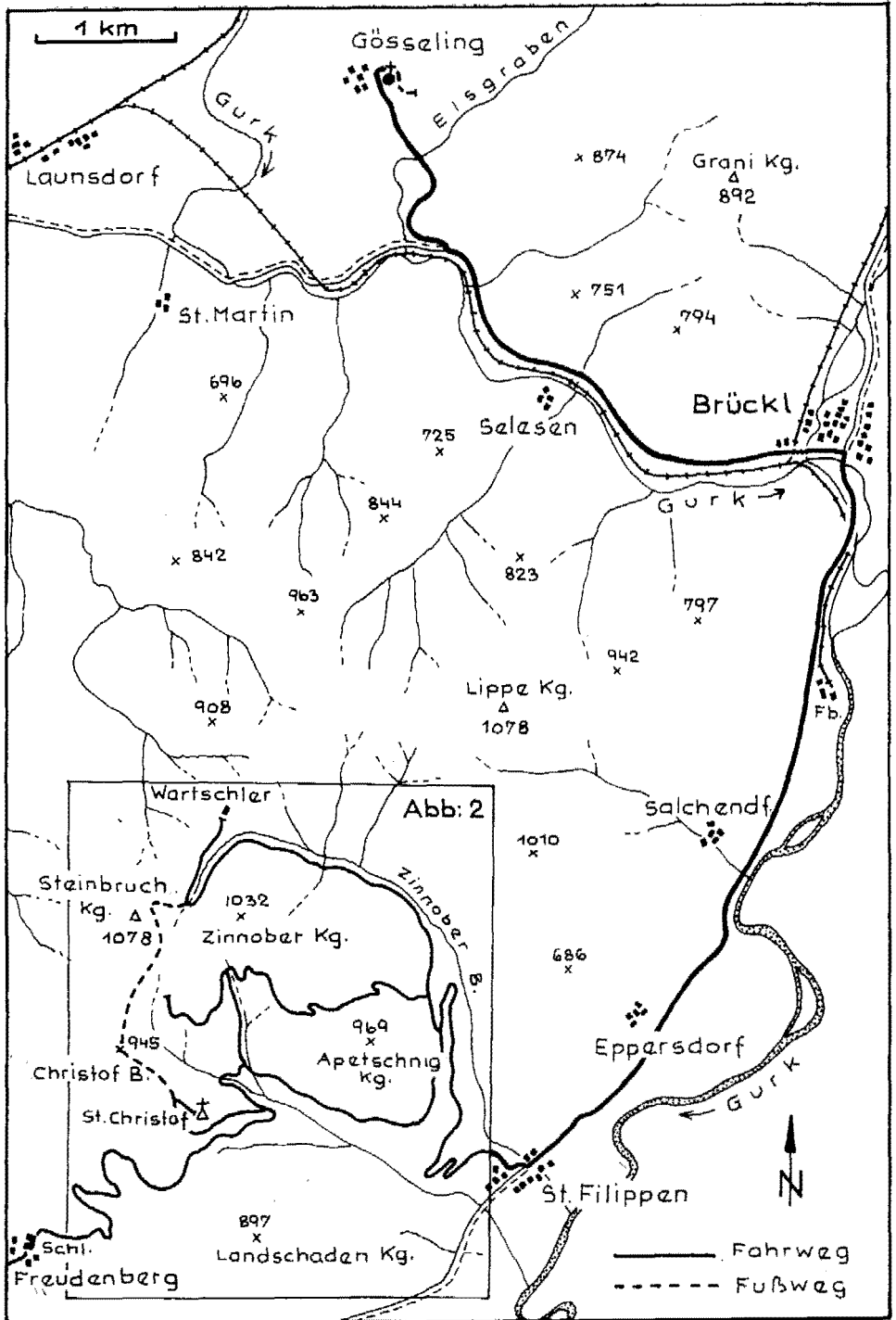


Abb. 1. Exkursionsroute — Raum Christofberg und Basis der Krappfeldtrias.

Erst im Oberskyth treten wieder sicher marine Sedimente auf, „Werfener Schichten“, die in ihrem Sedimentcharakter (Schwermineralbestand) dem Material des Oberkarbons sehr ähnlich sind.

Darüber beginnt mit Rauhewacken, Dolomiten und Kalken die marin-kalkige Entwicklung der Trias des Krappfeldes, wie sie W. WASCHER im zweiten Teil kurz erläutert.

P u n k t 1

Die Überlagerung am Waldwirtschaftsweg NE Gut Freudenberg.

An zwei NE-SW streichenden Störungen wurde hier eine Scholle von Konglomeraten und rotem Schieferton des Rotliegenden in Tonschiefer der Magdalensbergserie eingesenkt. Die ganze Masse wurde dann postglazial noch durch eine Felsgleitung bei teilweiser Wahrung des Schichtverbandes disloziert. (Die mutmaßlichen Abgrenzungen der abgeglittenen Massen sind auf der Karte dargestellt.) Es ist daher in diesem Bereich nicht möglich, eine genauere Abfolge gegen das Hangende zu verfolgen.

An den Rändern dieser Rutschmasse finden sich in Lesesteinen und eingeklemmten Schollen sowie an einer Aufragung des Tonschieferuntergrundes am alten Hohlweg a/7 gleich W der Ziffer 1 in aufgeschlossener primärer Überlagerung, die grauen Sandsteine und sandigen Tonschiefer des Westfal—Stefan (maximale Mächtigkeit ca. 2 m). Hier handelt es sich um eine sichere transgressive Auflagerung auf Tonschiefer der Magdalensbergserie, keine Dislokation trennt die beiden Schichtglieder.

Die Oberkarbonsandsteine sind graue Quarzfeldspatsandsteine mit Schmitzen und dünnen Lagen von grauem Tonmaterial. An den ss-Flächen findet sich meist reichlich Pflanzenhäcksel. Aus den tonigen Zwischenlagen des Materials (Straßenkehre N der Bez. 1 a in Abb. 2) stammen die bestimmten Pollen sowie ein Großteil der beschriebenen *i n k o h l t e n* Pflanzenreste.

Die Bestimmung der makroskopischen Pflanzenreste ergab die Formen:

<i>Alethopteris subelegans</i> POT.	Hdst. Nr. 140 i/61
<i>Annularia</i> cf. <i>stellata</i> SCHLOTH.	140 a/61
<i>Cordalites principalis</i> GERM.	140 g/61
<i>Pecopteris arborescens</i> BGT.	140 a/61
<i>Pecopteris</i> cf. <i>polymorpha</i> BGT.	16/1/61
<i>Pecopteris</i> sp.	140 b/61

Nach der Literatur kommen die Formen vom Christofberg sowohl im Stangalmgebiet (JONGMANS, 1935; 1938) als auch in der Basis der Auernigsschichten (BERGER, 1960) vor. In beiden Fällen wird von den Verfassern ein höheres Westfal, und zwar Westfal D als wahrscheinlich dargestellt, das nach der Gliederung JONGMANS (1938) Westfal D und Stefan A der alten Gliederung umfaßt.

Über den geringmächtigen grauen Sandsteinen des Oberkarbon N Ziffer 1, a/7 Abb. 2 ist, unterhalb der neuen Straße im alten Hohlweg aufgeschlossen, ein Übergang der grauen Sandsteine und Tonlagen des Oberen Karbon in dunkelrote Sandsteine mit Lagen von Schiefertönen zu erkennen.

Nach ca. 2 m Mächtigkeit wurden in diesen roten tonigen Lagen (an der bergseitigen Böschung der Straße) Abdrücke von *Annularia cf. stellata* und *Pecopteris sp.* gefunden. In demselben Horizont konnten auch fossile Wurzelspuren gefunden werden. Beide Beobachtungen lassen auf eine autochthone Vegetation schließen.

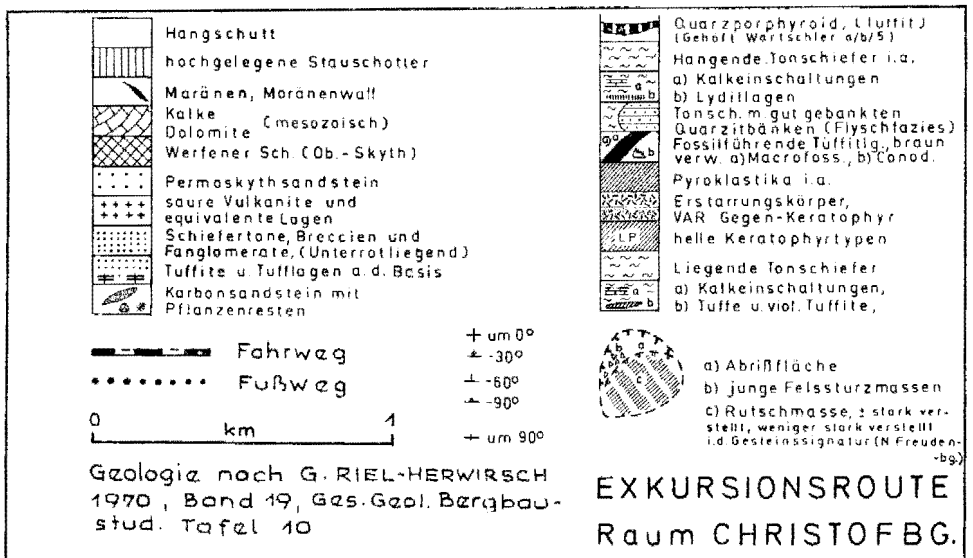
Nach ca. 2—3 m Mächtigkeit werden die feinklastischen Sedimente durch grobe Breccianschüttungen überlagert, deren Mächtigkeit und Abfolge durch die schlechten Aufschlußverhältnisse in diesem Profil schwer zu erfassen ist. Wahrscheinlich handelt es sich um mehrere, wenige Meter mächtige Lagen, die stark zerglitten sind.

Im Hangenden folgen rote Schiefertone auf denen im primär anstehenden Bereich im N die Jagdhütte steht. Die Mächtigkeit der gesamten Abfolge wird 50 m kaum überschreiten.

Punkt 2

Fußweg vom Christofberg (Kirche und Gasthof Messner) a/7 zur Kote 945 (Wegkreuz N des Gipfels „Christofberg“ a/6) von dort zur Kote 995 a/6 (E des Steinbruchkogels) und in die aufgelassenen Mühlsteinbrüche des Steinbruchkogels a/5,

Über Moränenmaterial mit großen Randmoränenblöcken im Sattel (K 891) führt der Weg über Tonschiefer der Magdalensbergerserie bis zur Überlagerung durch blutigrotes Schiefertonmaterial des Rotliegenden, welches hier sehr geringmächtig entwickelt ist (Hochzone). In den ersten Metern findet man hier in Rollstücken die „Liegenden Vulkanithorizonte“ (nähere Beschreibung bei Punkt 4) auffallend durch dunkle Glimmerschüppchen. Beim Wasserreservoir des Gasthauses „Zum Messner“ stehen dann die ersten splittrig brechenden grünen Kieselgesteine der „höheren Vulkanite“ (näher bei P. 5) an. Diese wechsellagern



immer wieder mit roten Ton- und Sandeinschaltungen — zum Teil sicher umgelagertes Vulkanitmaterial, zum anderen Teil Verkieselungszonen, die mit dem Vulkanismus in ursächlichem Zusammenhang stehen. Weiter im N findet sich an dem begangenen Weg in derselben Einheit auch eine Kalkeinschaltung, deren Stellung noch zu diskutieren ist — es fanden sich keine Conodonten oder andere Fossilreste. Möglicherweise liegen Süßwasserkalke vor.

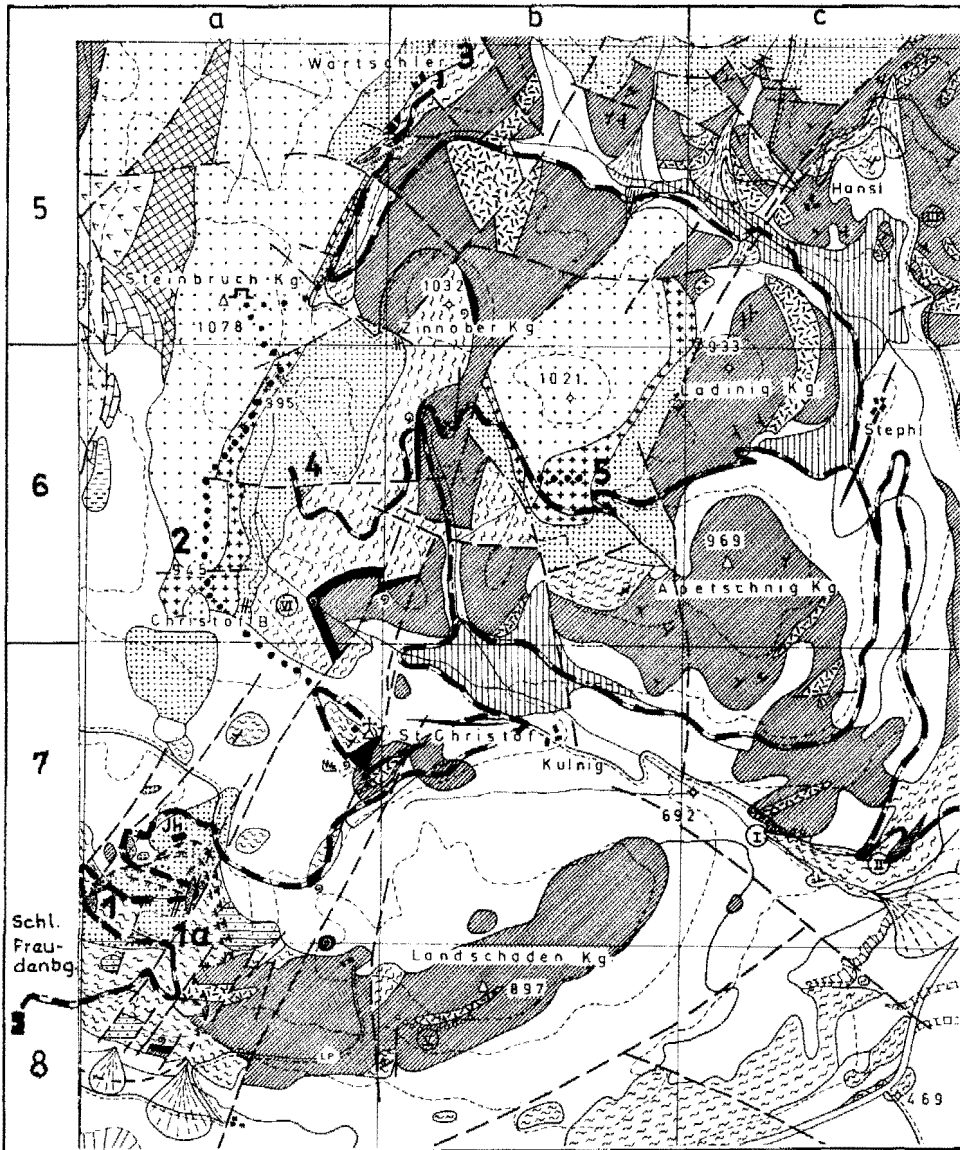


Abb. 2.

In der weiteren Folge führt der Weg in die nächst höhere Einheit — die hier von mir als „Permoskythsandstein“ bezeichnet wird. Der Wegeinschnitt (N Kote 945 a/6) bringt eine Übersicht der Geröllvergesellschaftung dieses höheren Abschnittes. Im Sand der Böschung fällt sofort der Glimmerreichtum auf — Heidelbeergebüsche bilden den Bewuchs.

Ein neues Abtragsgebiet wird für den Sedimentationsraum wirksam!

Die Geröllvergesellschaftung dieser höheren Folge zeigt gegenüber den schon besprochenen Grobschüttungen des Rotliegenden einen grundlegenden Unterschied: fanden sich dort nur Komponenten des unterlagernden Paläozoikums bis höchstens der obersten Epizone, so tritt in der hier behandelten Einheit (neben aufgearbeitetem Material des Rotliegenden) besonders mesozonales Kristallin als Komponente hervor. Außer den Kristallingeröllen finden sich häufig gut gerundete Gerölle von rotem Quarzporphyr. Lydit tritt nur vereinzelt und in verhältnismäßig kleinen (\varnothing bis max. 5 mm) Komponenten auf.

Bei den Kristallingeröllen konnten folgende Typen unterschieden werden:

Biotitmuskovitgneis, Biotitgneis, Flasergneis, Quarzglimmerschiefer, Feldspatführender Glimmerquarzit, roter Quarzporphyr.

Allen Geröllen ist eine intensive Rotfärbung gemeinsam, die durch eine starke „Durchtränkung“ mit Hämatit hervorgerufen wird.

Fast alle Schiffe zeigen eine weitgehende Zersetzung der Feldspate, die zur Bildung einer feinkörnigen, kaum auflösbaren Masse führt, an der scheinbar Hellglimmer und Calcedon hauptsächlich beteiligt sind (Verwitterung).

Nach einer Strecke im Horizont des „Hangendvulkanismus“ (Bereich der Saalischen Phase), dem der Weg fast im Streichen auf längere Strecke folgt, kommen wir wieder in den Permoskythsandstein des Steinbruchkogels, wo wir in einigen alten Steinbrüchen des vorigen Jahrhunderts den Sedimentcharakter dieser Abfolge gut studieren können.

Die Steinbrüche dienten der Gewinnung von Mühlsteinen und Gestellsteinen für Hochöfen. Mißglückte Werkstücke sind in den Bruchanlagen noch zu sehen.

Die nächsthöhere Einheit — die oberskythischen „Werfener Schichten“ sind in Punkt 6 zu sehen.

P u n k t 3

Das Vorkommen NE des alten Gehöfts Wartschler ca. 100 m NE der Kote 918 b/5 der Karte Abb. 2.

Wo der alte Hohlweg die Höhenlinie 920 (OK 50.000 Bl. 203) schneidet, ist die direkte Überlagerung der Tonschiefer durch die roten Basisschichten abgeschlossen. Mit einer schwachen Winkeldiskordanz zur Schieferung der Tonschiefer (in diesem Gebiet ist meist s und ss nicht ident) liegen hier rote Schiefer-tone dem Untergrund auf. Eine Rotfärbung des Untergrundes reicht ca. 20 cm tief (an Klüften etwas tiefer). Nach ca. 40 cm feinklastischem Material folgen auch hier Psephite.

Punkt 4

Die Transgression am Waldwirtschaftsweg P 4 a/6 W des Bartelgrabens (Abb. 3).

Aus diesem Profil geht sehr gut die direkte Überlagerung der oberen Ton- schiefer der Magdalensbergserie, ohne tektonische Störungen, hervor. Hier setzt die Sedimentation mit feinklastischen Sedimenten ein. Erst relativ spät erfolgt die Schütterung von größerem Material, das auch noch über der im Profil dar-

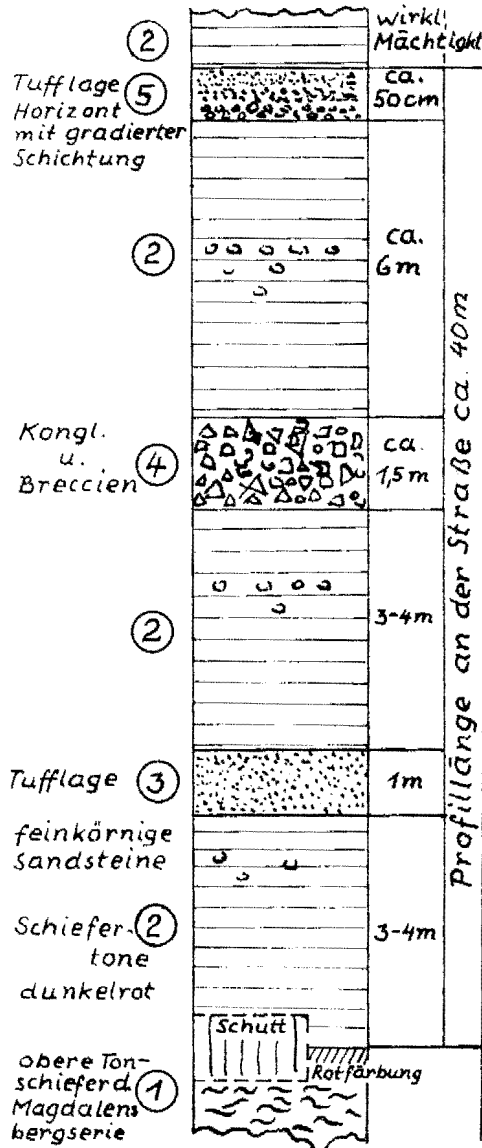


Abb. 3. Basis der „Freudenberger Schichten“ am Waldwirtschaftsweg zirka 100 m SSE der K. 934 (P. 4, a/6 der Karte, Abb. 2).

gestellten Basis in mehreren Lagen eingeschaltet ist. Die flach NW fallenden Schichten werden nach etwa 30 bis 40 m Mächtigkeit von überaus stark verkieselt, grünem Material mit roten Einschaltungen überlagert, dessen Entstehung in unmittelbarem Zusammenhang mit den vulkanischen Einschaltungen im Hangenden der unteren roten Abfolge deutet wird (E Gehöft Retzer). Punkt 5 bzw. im W P. 2.

Punkt 5

„Retzer.“ Die Vulkanite aus dem Hangenden der Rotliegendefolge — Gerölle des Permoskythsandsteines S der Weggabelung.

Die Tuffe selbst sind besonders gut W dem Gehöft Retzer b/6 S der Kote 1021, an der bergseitigen Böschung des Weges, aufgeschlossen.

In 10 bis 20 cm Lagen, wechsellagert hier ganz feinkörniges graues Material, mit harten (stark verkieselten) splittrig brechenden Bänken eines ehemals größeren Materials. In diesen größeren Lagen kann man gut bis cm Größe etwas dunklere Komponenten (wahrscheinlich Lapilli) in einer graugrünen, homogen erscheinenden Grundmasse beobachten. In einzelnen Lagen sind schon mit freiem Auge Feldspatkörner zu erkennen.

U. d. M. (Schliff Nr. 368, graugrünes, stark verkieseltes Material). Gemengteile: Quarz, Feldspat, Chlorit, Sericit, Zirkon und Apatit.

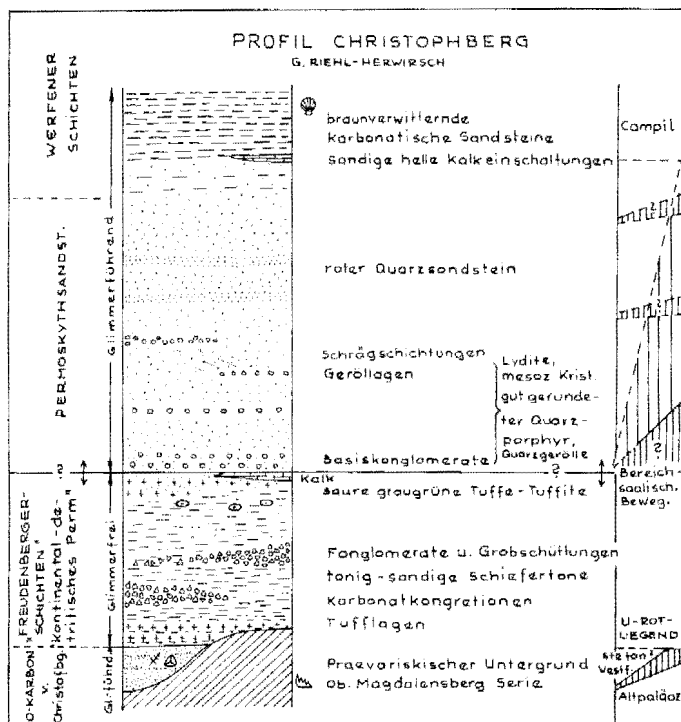


Abb. 4.

Quarz findet sich in Form einzeln eingestreuter, glatt auslöschender, unregelmäßig begrenzter Körner, sowie als Calcedon. Als solcher bildet er den Hauptanteil einer kaum auflösbaren Masse mit Sericit ? und Chlorit.

In dieser feinkörnigen Masse sind Umriss von Komponenten (\varnothing bis ca. 1 cm, wie sie auch makr. wahrzunehmen sind) zu erkennen, die wahrscheinlich auf einzelne Lapilli eines glasigen Materials zurückgehen.

Feldspat findet sich (unter 5% des Materials) als gut lamellierter Plagioklas vereinzelt mit idiomorphen Kornumrissen (\varnothing bis ca. 1 mm).

Zirkon liegt in idiomorpher Form (Länge ca. 0,3 mm) mit gut ausgebildetem Zonarbau vor.

Apatit ist ebenfalls in idiomorphen Säulchen zu erkennen (Länge ca. 0,05 mm).

Bei dem Material scheint es sich um stark umgewandeltes, wahrscheinlich zu einem hohen Anteil glasig erstarrtes, sehr saures Tuffmaterial zu handeln.

Im Gelände ist diese Einheit häufig stark verschüttet und durch tiefe Bodenbildung verdeckt, oft ermöglichen nur vereinzelte Splitter des meist scharfkantigen graugrünen Materials eine Verfolgung des Horizontes.

Die Permoskythsandsteine vom Wegeinschnitt S Retzer wurden schon in Punkt 2 näher besprochen. Hier findet sich ein Querschnitt durch den Geröllbestand. Die einzelnen Gerölle erscheinen hier besonders stark gebleicht. Einzelne Stücke zeigen eine oberflächliche Krustenbildung, die möglicherweise als Wüstenlack gedeutet werden kann.

Die Werfener Schichten der Krappfeldtrias

Von W. WASCHER

Ähnlich wie im ganzen Kärntner Raum liegen über roten Permoskythsandsteinen geringmächtige, wenig fossilführende, braune Sandsteine und bunte Schiefer mit Rauhwacken, die als Werfener Schichten bezeichnet werden. Am Ulrichsberg N von Klagenfurt ist ihr oberskythisches Alter durch eine Fauna belegt (ZAPFE, 1958).

Abb. 5 zeigt, räumlich angeordnet, Säulenprofile der Werfener Schichten des Krappfeldes. Die einzelnen Profile geben ein Bild von mehr oder minder starkem Tonschieferreichtum, der im untersuchten Gebiet in den zentral gelegenen Gebieten (Profile 33, 34, 35, 36, 39) überwiegt.

Die Anordnung dieser tonschieferreichen Zone von NW gegen SE kann als NW-SE-streichendes tonschieferreiches Becken interpretiert werden. Randlich wird diese Zone von sandig-kalkigen Sedimenten (Profile 38—42; 31, 32) begleitet. Eventuell entspricht diese Anordnung der Transportrichtung.

Punkt 6

Profil durch die Werfener Schichten der Krappfeldtrias hinter der Kirche von Gösseling (Abb. 5, P 39).

PROFILE durch die WERFENER-
SCHICHTEN der KRAPPFELD-TRIAS

(Räumlich angeordnet)

W. WASCHER

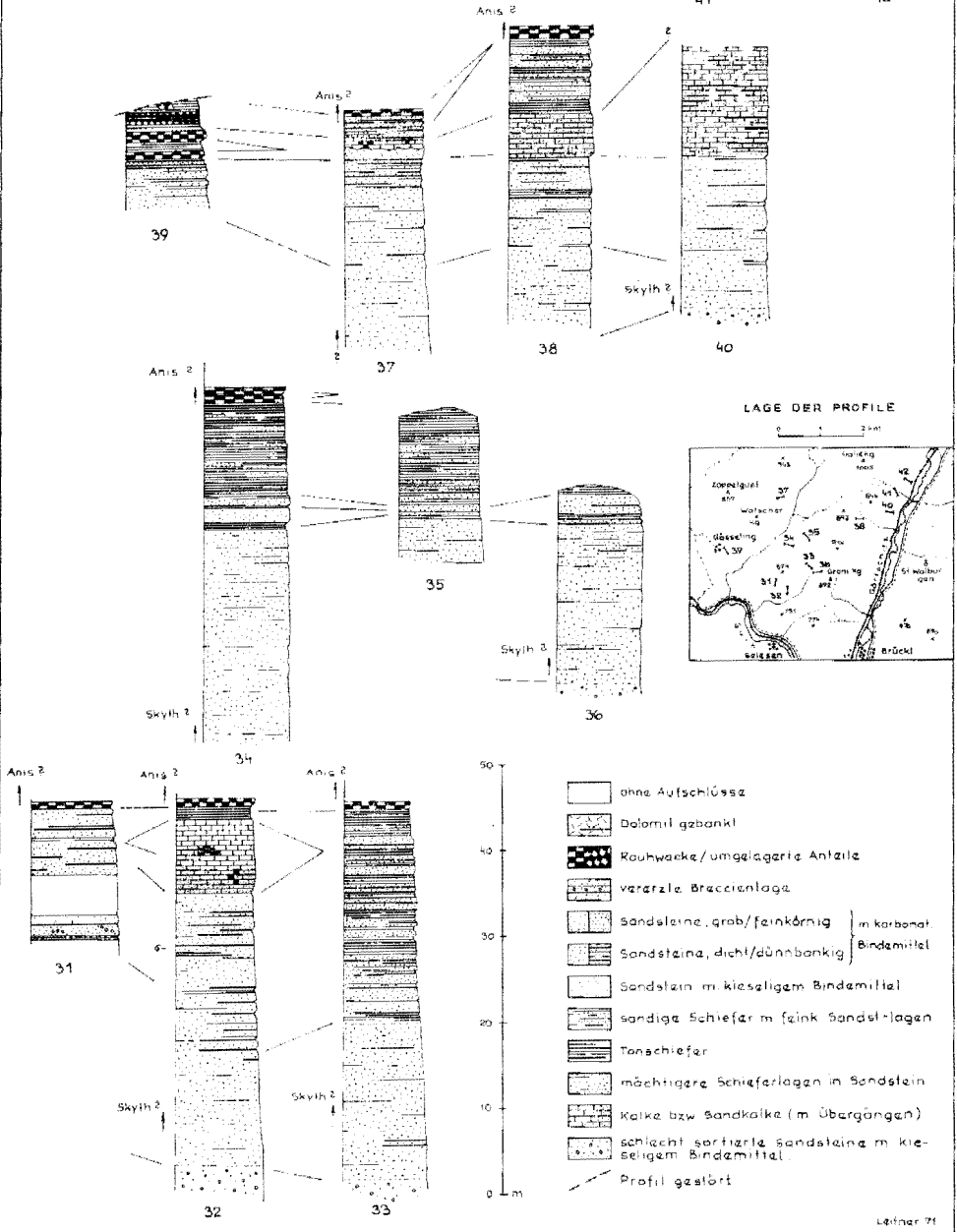
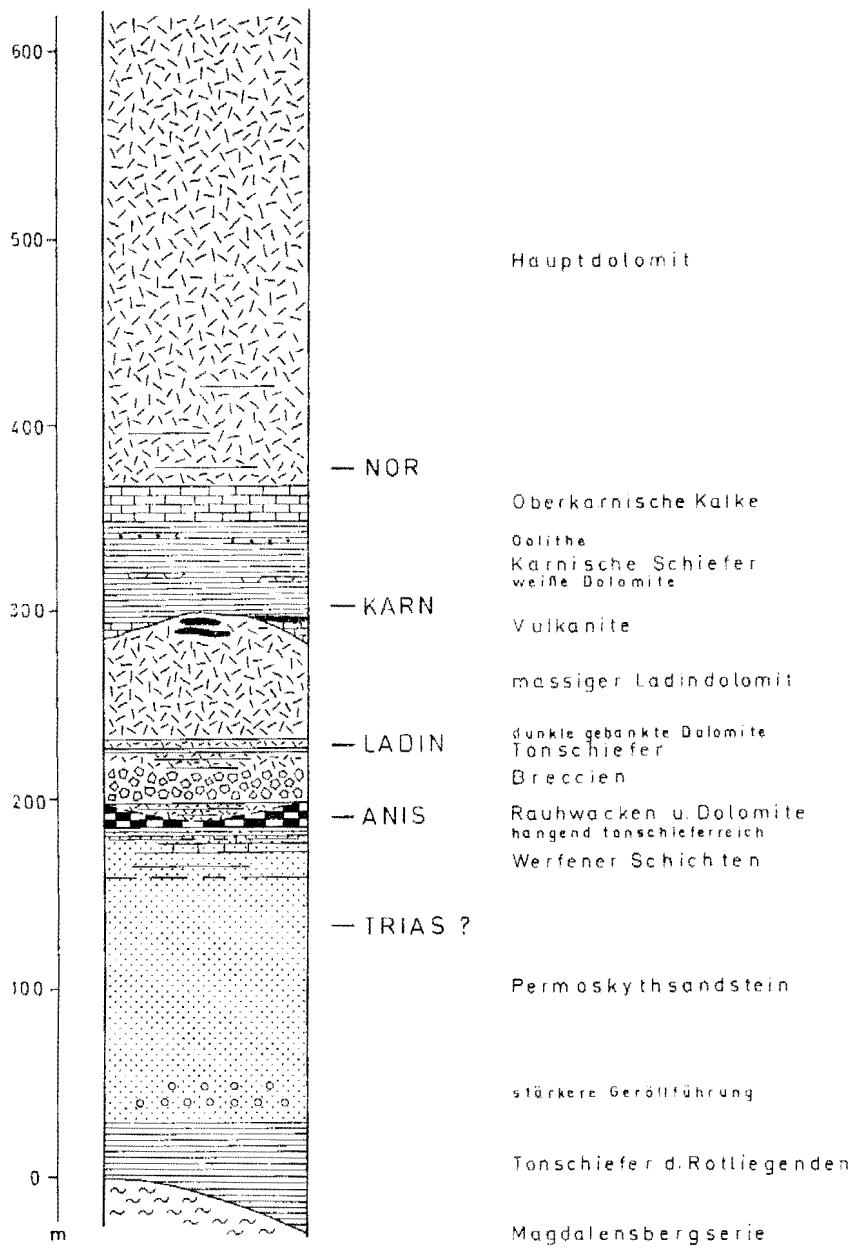


Abb. 5.



Leitner 71

Abb. 6. Idealprofil der Permotrias des Krappfeldes.

Wie schon erwähnt, entwickeln sich die Werfener Schichten in dem von uns untersuchten Gebiet ganz allmählich aus den roten Permoskythsandsteinen. Dies kann im untersten Teil des Profils gerade noch beobachtet werden. Verursacht wird dieser Wechsel durch das Auftreten von kalkigem Bindemittel, wodurch die roten Quarzsandsteine in braune, mürbe Sandsteine übergehen. Typisch ist in diesem Bereich das Auftreten von Tonhäuten und Rippelmarken. Die genaue Einzeitung dieser Wende ist nicht möglich. Die Sandsteine verwittern braun, sind unverwittert blaugrau mit reichlich Glimmer an den Schichtflächen. Diffuse Strukturen, die man als Wühlspuren deuten könnte, treten auf. Im Profil folgen sodann bunte (rote, grüne, gelbe) Schiefer mit dm-dicken Rauhwaacklagen, dann mächtigere Rauhwaack (3—4 m). Nach einem Wechsel von Sandsteinen und Schiefen in dünnen Lagen, wobei die Tonschiefer immer mehr zunehmen, folgen dünnsschichtige, grüngraue, seidigglänzende, glimmerreiche Tonschiefer mit schwächtigen Sandsteinbänkchen.

Über den Werfener Schichten folgen Rauhwaack, schwarze Dolomite und im Verhältnis sehr mächtige Breccien, die als Sedimentkollapsbreccien gedeutet werden, wobei die Vorstellung etwa dahingeht, daß aus einer Wechsellagerung Gips-Dolomit nach Weglösung des stützenden Gipses unter bestimmten diagenetisch-sedimentären Bedingungen das Restsediment in sich kollabierte (siehe Abb. 6, Gesamtschichtfolge).

Literatur

- BERGER, W.: Neue Funde von Oberkarbonpflanzen in den Auernigschichten (Kärnten). — Verh. Geol. B.-A. 1960, p. 253—261, Wien 1960.
- JONGMANS, W. J.: Die Flora des „Stangalpe“-Gebietes in der Steiermark. — C. R. II. Congr. ét. Stratt. Carbonifère, Heelen 1935, 40 S., 31 Taf./Pl., 114—145, 1 geol. Karte, Maastricht 1938.
- JONGMANS, W. J.: Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. — Berg- u. Hüttenmännische Mh. 86/5, p. 97, Wien 1938.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1962): Vorläufige Mitteilungen über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges, Mittelkärnten. — Der Karinthin 45/46, p. 244 bis 246, Hüttenberg 1962.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1965): Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 14—15. Bd., 1963—1964, 229—266, Wien 1965.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1966): Beitrag zur Geologie des Berglandes östlich vom Magdalensberg (Kärnten). — Diss. Univ. Wien 1966.
- WASCHER, W. (1969): Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling). — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 205 S., zahlr. Abb., 7 Taf., Wien 1969.
- ZAPPE, H. (1958): Die Fauna der Werfener Schichten vom Ulrichsberg bei Klagenfurt in Kärnten. — Verh. Geol. B.-A. 1958, p. 155—164, Wien 1958.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 139—141	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 139—141	Wien, März 1972

Das Perm der Karnischen Alpen

Von FRANZ KAHLER *)

In den Karnischen Alpen und in der Südkette der Karawanken ist das Perm bekanntlich in einer völlig anderen Art entwickelt als in den übrigen Alpen. Die Schichtfolge dieses südalpinen Perms läßt sich in folgender Weise gliedern:

A. in die Rattendorfer Stufe

a) Über oberkarbonischen Schiefern, die am Westfuß der Schulter eine Karbonflora des Stefans geliefert haben, folgt eine mächtige Kalkentwicklung, die **U n t e r e n P s e u d o s c h w a g e r i n e n - K a l k e**.

Wenn wir das Perm in der marinen Entwicklung mit dem ersten Auftreten von Pseudoschwagerinen (Fusuliniden, Protozoen) beginnen lassen, liegt die Karbon-Perm-Grenze mitten in diesen Kalken. Nach unserer derzeitigen Kenntnis tritt nämlich *Pseudoschwagerina alpina* erst in den oberen Teilen des Kalkes auf. Der Untere Pseudoschwagerinenkalk ist damit eine Schichtgruppe, einer amerikanischen Formation vergleichbar, eine im Gelände sehr deutlich verfolgbare und daher auch für das tektonische Detail sehr wichtige Kalkplatte.

Der Kalk ist gebankt, hat auch Schieferzwischenlagen und läßt mehrere Rhythmen erkennen. Teilergebnisse neuer detaillierter Untersuchungen durch E. FLÜGEL und seines Mitarbeiters HOMANN sind bereits veröffentlicht oder werden in Kürze erscheinen.

b) Darüber folgen die „**G r e n z l a n d b ä n k e**“, vorwiegend Schiefer, Sandsteine, Konglomerate und einige wenige Kalklagen. Diese enthalten eine bereits wesentlich höher entwickelte Pseudoschwagerinenfauna. Die Grenzlandbänke sind eine Rekurrenz des im Oberkarbon vorherrschenden „Auernig-Rhythmus“ der Karnischen Alpen: Der seit langem bekannte Wechsel von Schichten mit Landpflanzen mit solchen, die Meerestiere enthalten, findet nämlich im Perm in diesen Schichten noch einmal statt. Auch in ihnen gibt es Spuren von Landpflanzen und die Einschüttung von quarzreichen Sedimenten vom Land her hat ein zeitlich kürzeres, aber doch bedeutendes Ausmaß.

c) Über dieser vorwiegend kalkarmen Schichtfolge liegen die **O b e r e n P s e u d o s c h w a g e r i n e n k a l k e**. Es sind zumeist dünngebankte, überaus fossilreiche, meist dunkelgraue Kalke, die besonders durch das Vorwiegen der Fusulinidengattung *Zellia* charakterisiert werden. Auffallend ist das sporadische Auftreten von Rotfärbungen. Der Übergang in die darüber liegenden hellen Trogkofelkalke erfolgt sehr rasch.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. F. KAHLER, Tarviser Straße 28, 9020 Klagenfurt.

B. in die Trogkofelstufe

a) Die mächtigen Trogkofelkalke sind am schönsten im Trogkofel selbst entwickelt. Es sind Kalke lichter Färbung mit Rosa- und Rottönungen ohne Bankung, häufig dolomitisiert. Die Zahl der Brachiopodenarten ist sehr bedeutend, aber leider ist die Individuenzahl sehr klein. Fusuliniden sind im Gegensatz zu den Schichten darunter spärlich.

Die Obergrenze ist im Typusgebiet eine Erosionsgrenze. Die gleichartigen hellen Kalke von Goggau bei Tarvis sind etwas jünger und zeigen, daß die Kalkfazies länger anhielt, als sie im Trogkofelkalk dokumentiert ist.

An der Basis ist noch die Einstreu von Quarzgeröllchen und von Quarzsand zu beobachten, die auch in den Kalken darunter spärlich vorhanden ist, ja es gibt sogar ein Sandstein-Schiefer-Band in den Kalken (Nordseite der Höhe 2004).

In Slowenien konnte RAMOVŠ neben der typischen Trogkofel-Kalkentwicklung auch eine Schieferfazies der Trogkofelstufe mit sehr kleinen, aber fossilreichen Kalkriffen nachweisen. Sie galt vorher als Oberkarbon.

b) Dort, wo der Trogkofelkalk mit einer Erosionsfläche endet, liegt auf ihm die Tarviser Breccie (HERITSCH), ein Schutt aus seinem Abtrag. Auch innerhalb des Trogkofelkalkes sind Kalkschuttbildungen durch GORTANI beschrieben worden, die als Trogkofelbreccie registriert werden.

C. in die Sosio-Stufe

Darüber folgen die sehr auffallenden roten Grödener Schichten, die im Gartnerkofelprofil als feinsandig-tonige Gesteine geringer Mächtigkeit entwickelt sind. PREY versuchte mit Recht, diese Sonderentwicklung durch die Lage auf hoch aufragenden Kalkmassen zu erklären. Einige Dolomitmergel-Lagen sind nachweisbar.

Diese im Reppwandprofil des Gartnerkofels nur 30—40 m mächtigen Schichten vertreten einen riesigen Zeitraum, nämlich mindestens das ganze Mittelperm (Sosio-Stufe Siziliens bzw. Darvas- und Murgabstufe Mittelasiens).

Dort, wo es nicht zur Sandeinschüttung kam, setzte sich (am Nordrand der Julischen Alpen) die Fazies der Trogkofelkalke fort und es konnte hier die südostasiatische Fusuliniden-Fauna (Verbeekina, Neoschwagerina usw.) sowie eine Sosio-Brachiopoden-Fauna nachgewiesen werden. Auch im Tressdorfer Kalk der Tressdorfer Alm im Naßfeldgebiet, einem ganz kleinen Erosionsrest, liegt sichtlich ein jüngerer Kalk vor, der noch studiert wird.

D. in die Bellerophon-Stufe

Die Bellerophon-Schichten des Reppwand-Profiles am Gartnerkofel zeigen eine Schichtfolge, die gegenüber jener von Südtirol, der Caria und des Gebietes von Schaschar (Slowenien) reduziert und äußerst fossilarm ist, aber an wenigen Stellen noch Fusuliniden und Kleinforminiferen zeigt. Gips, der in Südtirol und in der Carina häufig ist, konnte noch nicht nachgewiesen werden, doch sind Rauhacken vorhanden.

Über dieser großen Schichtfolge des Perms folgt die Trias in südalpiner Entwicklung. Sie endet auf dem Gipfel des Gartnerkofels mit ladinischen Dolomiten.

Das Perm wird in den Karnischen Alpen durch eine Schichtfolge dokumentiert, die bis zur Oberkante der Trogkofel-Stufe in der Normalentwicklung sehr große Kalkablagerungen zeigt, wodurch die biostratigraphische Gliederung hier weitaus besser als in den meisten Gebieten der Welt möglich ist.

Wenn wir die marine Entwicklung des Perms in drei große Zeitabschnitte teilen, ist demnach der erste Abschnitt in den Karnischen Alpen ungewöhnlich gut belegt. Das Mittelperm hingegen ist hier nur durch 30—40 m feinkörnige Grödnert Schichten nachweisbar, aber im benachbarten Kroatien ist auch dieser Abschnitt im Velebit-Gebirge hervorragend zu gliedern (KOCHANSKY-DEVIDÉ: Velebit-Stufe als Ersatz der kaum definierbaren Sosio-Stufe!).

Das Oberperm ist im Gartnerkofel nur ein guter Beleg und steht etwa in der Mitte zwischen der Entwicklung von Südtirol und Carnia einerseits und Slowenien andererseits. Die Südtiroler und Carnia-Entwicklung zeigt in der Bellerophon-Stufe zunächst einen großen Gipsgehalt und erst in den oberen Teilen der Schichtfolge nimmt der Fossilinhalt zu. In Slowenien ist hingegen (hier Schaschar-Stufe genannt) der untere Teil mit einer sehr reichen indo-armenischen Fauna, die auch im Bükk-Gebirge Nordost-Ungarns nachzuweisen ist, bemerkenswert, die oberen Teile verarmen infolge starker Dolomitbildung.

In den Permschichten des südalpinen und dinarischen Raumes sind schon auf geringe Distanzen große fazielle Gegensätze festzustellen. Die biostratigraphischen Vergleiche werden dadurch erschwert. Mehrfach, ganz besonders aber im Unterperm, sind durch die vorwiegend marine Entwicklung und weit verbreitete Arten präzise zeitliche Gleichstellungen auf mehr als 10.000 km Entfernung auf dem eurasiatischen Kontinent möglich.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 143—149	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 143—149	Wien, März 1972

Die permoskythische Transgressions-Serie der Gailtaler Alpen

Von H. MOSTLER *)

Mit 2 Abbildungen

Die im folgenden kurz beschriebene Transgressions-Serie bzw. der Versuch diese in ihrer chronologischen Abfolge zu erfassen, bezieht sich im speziellen auf das Gebiet um den Gailberg-Sattel, der auch Ziel einer eintägigen Exkursion anlässlich des Verrucano-Symposiums 1969 war.

Bevor die Schichtfolge selbst besprochen wird, sei es gestattet auf die Schwierigkeiten, die sich einer stratigraphischen Analyse in diesem Gebiet entgegenstellen, einzugehen.

Nach Abschluß der variszischen Gebirgsbildung kam es im ostalpinen Raum zu einer gewaltigen Abtragung, die mit einer Herausgestaltung verschieden dimensionierter Becken (z. T. intermontaner Becken) einherging. Dieses Wechselspiel von Abtragung und Sedimentation erbrachte bereits die erste Erschwernis, da wir einerseits nur über ein sehr lückenhaftes Wissen, was die Abtragungsraten betrifft, verfügen, andererseits wir eine verschiedenzeitige Anlage von Becken anzunehmen gezwungen sind. Da es sich um vorwiegend terrestrische Ablagerungen handelt mit vorherrschend grobklastischen Sedimenten, ist es speziell die Fossilarmut, die einer chronologischen Einordnung gewaltige Schranken entgegengesetzt. Die grobklastischen Sedimente ihrerseits lassen jeden Keim einer fossilen Überlieferung ersticken, es sei denn, es handelte sich um frühzeitig silifizierte Hölzer.

Der laterale, starke Fazieswechsel bringt eine weitere Erschwernis mit sich, die an sich fossilarmen Sedimente zu korrelieren. Verstärkt wird dieses Manko noch dadurch, daß die alpidische Orogenese die postvariszischen Vorgänge z. Z. des Oberkarbons und Perms verwischte bzw. die ursprünglichen Verbände zerstückelte, sei es durch Tektonik, sei es durch die Metamorphose.

Diesen erschwerenden Faktoren wollen wir diejenigen Punkte gegenüber stellen, die sich für eine chronologische Einordnung der permoskythischen Ablagerungen anbieten. Es sind dies einmal die Untersuchungen auf Sporen und Pollen (siehe Vortrag von W. KLAUS, 12. September 1969), die zwar stratigraphisch ausgezeichnete Ergebnisse bringen, aber beschränkte Anwendung finden, da sie nahezu ausschließlich in tonigen Sedimenten vorkommen und außerdem sehr empfindlich auf Durchbewegung reagieren; ganz abgesehen von weiteren Einschränkungen, von denen oxydierendes Milieu und höherer Inkohlungsgrad angeführt seien.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. HELFRIED MOSTLER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, 6020 Innsbruck.

Die von W. KLAUS (Vortrag 12. September 1969) erwähnte Check-Methode (Schwefelisotopenverhältnisse) beschränkt sich auf Salze, kann aber gerade, da Gips und Steinsalz zwischen Perm und tiefstem Anis häufig auftreten, für die Zuordnung dieser, wichtige stratigraphische Anhaltspunkte ermöglichen.

Als wichtige, großregional verfolgbare stratigraphische Marksteine bieten sich klimatische Indikatoren an, wie z. B. Karneollagen, klimatisch bedingte geochemische Leithorizonte, ausgeprägter Farbumschlag an Sedimenten; örtlich bieten fossile Boden- und Wurzelhorizonte gute Anhaltspunkte.

Immer mehr wird der saure Vulkanismus (mehr oder minder einzeitiges Ereignis) als Zeitmarke herangezogen. G. RIEHL-HERWIRSCH (1965 : 255) weist darauf hin, daß in Mitteleuropa die sauren Vulkanite die Unterrotliegend-Grenze nicht überschreiten; daraus wäre zu folgern, in allen sauren Effusiven der postvariszischen Transgressionsserien der Ostalpen Unterrotliegend Alter zu sehen. Gehen wir davon aus, so könnte man auch in den ersten Quarzporphyrgeröllschüttungen ein annähernd zeitgleiches Ereignis sehen, vor allem in Hinblick darauf, daß eine weit ausgreifende Transgression über den Quarzporphyren verstärkt zu einer raschen Verbreitung der Quarzporphyrgerölle beitrug.

Weitere Möglichkeiten für eine stratigraphische Einordnung bieten Faziesverzahnungen zwischen terrestrisch und marinen Ablagerungen, wie beispielsweise zwischen den Permoskythsandsteinen und Werfener Schichten der Nördlichen Kalkalpen. Bei vielen Profilen des Permoskyths ist meist eine fossilbelegte Hangendgrenze vorhanden, von der man, als Bezugshorizont, sich nach abwärts allmählich vortasten müßte.

Mit diesen oben angeführten Überlegungen wollen wir darangehen, die Schichtfolge zwischen den Gailtaler „Altkristallin“ im Liegenden und fossilbelegten Anis im Hangenden in ihrem chronologischen Ablauf nachzuspüren.

Das Gailtalkristallin, die darüber folgenden basalen grobklastischen Sedimente, sowie deren zwischengeschalteten sauren Vulkanite wurden durch die alpidische Tektonik stark zerstückelt. Dennoch gelang es einer Reihe von Bearbeitern (H. HERITSCH & P. PAULITSCH, 1958, H. ANGER, 1965), den ursprünglichen Transgressionskontakt herauszuarbeiten bzw. zu belegen. Innerhalb der postvariszischen, grobklastischen Sedimente wurden Komponenten des Gailtaler Kristallins gefunden, womit der Beweis erbracht werden konnte, daß diese Metamorphite zu variszischer Zeit schon als mesozonales Kristallin, teilweise sogar retrograd metamorph vorlagen. Das Alter der das Kristallin übergreifenden Transgression konnte man infolge Fehlen von Fossilien nicht festlegen; zur zeitlichen Einstufung dieses Ereignisses müssen andere Kriterien, wie noch später auszuführen sein wird, herangezogen werden. Jedenfalls handelt es sich hiebei nicht um die ältesten Konglomerate der postvariszischen Serie dieses Raumes; im Gebiet von Laas (zwischen Kötschach und Gailbergsattel) tritt eine grobklastische Serie auf, die von H. ANGER (1965 : 81) in das höhere Oberkarbon bzw. Unterperm eingestuft wurde (*Dadoxylon schrollianum*, *Vittatina costabilis*). Diesen Sedimenten kommt insoferne eine Sonderstellung zu, als sie schon im Gelände durch ihre graue Färbung von den sie unter- wie überlagernden Sedimenten absteicht. Außerdem ist die Zusammensetzung der Komponenten eine ganz andere

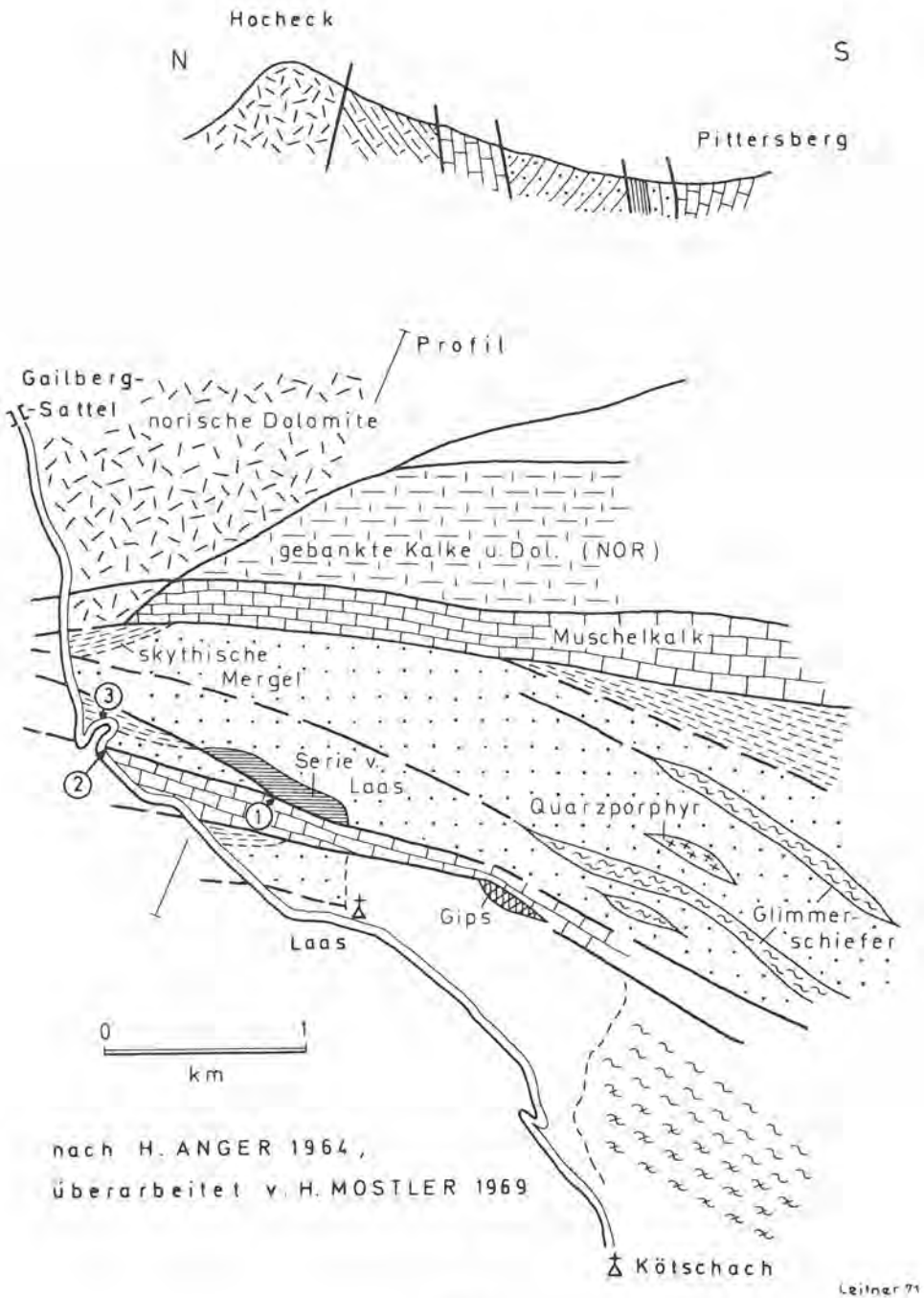


Abb. 1.

nach H. ANGER (1965 : 81) Kieselschiefer, Tonschiefer usw., stammen also aus einem völlig anders figuriertem Einzugsgebiet, am ehesten aus einem Altpaläozoikum. Eine genaue Geröllanalyse steht z. Z. noch aus. Die Serie von Laas ist, wie aus dem beigegebenen Kartenausschnitt ersichtlich, tektonisch amputiert, nur unmittelbar neben dem Elektrizitätswerk von Laas treten an ihrer Basis noch rote Schiefertone auf, die nach Kollegen RIEHL-HERWIRSCH überzeugend als stratigraphisch Liegendes aufgefaßt werden müssen. In Analogie zu der von G. RIEHL-HERWIRSCH (1965 : 244) im Bergland östlich von Christophberg gewonnenen poststratigraphischen Gliederung wäre die Serie von Laas mit dem sie unterlagernden roten Schiefertönen in das Unterrotliegend einzustufen. Über dieser, auf Grund analoger Verhältnisse im E dem Unterrotliegend zuordenbarer Serie treten bis 300 m mächtige rote Konglomeratbänke auf, die mit Sandsteinen wechsellagern. Schon nach wenigen Metern über der Basis fallen die ersten Quarzporphyrgerölle auf. Quarzporphyr selbst tritt etwas weiter östlich (siehe Abb. 1) inmitten der roten, im wesentlichen aus grobklastischen Sedimenten aufgebauten Serie auf. Nachdem aber die Quarzporphyre im engsten Verband mit Tuffen, Tuffiten und Quarzkonglomeraten stehen, wird die von H. ANGER (1964 : 32) angenommene tektonische Deutung (gemeint ist das Einschuppen von Quarzporphyrlagen) z. T. abgelehnt; es besteht sicherlich eine Zäsur an der Basis der Quarzporphyre, die darüberliegenden Sedimente gehören zum primären Verband (Quarzporphyrtuffe und Aufarbeitungsprodukte). Die ursprüngliche Vorstellung (siehe Exkursionsführer H. MOSTLER, 1969), daß es sich um Sedimente jüngeren Alters (Oberrotliegend oder noch jünger) handelte, resultierte daraus, daß die Quarzporphyre auch mit dem Liegendanteil primär in Konnex stehen; damit wurde auch die Frage aufgeworfen, ob in den Otsalpen nicht auch jüngere saure Effusiva auftreten, die Nachzügler zum vorherrschend unterpermischen subsequenten Vulkanismus darstellen könnten. Über der grobklastischen Serie (Alternieren von Konglomerat und Sandsteinbänken), die an der Basis örtlich Quarzporphyr umfaßt, treten feinkörnige Sedimente, also Sandsteine mit gut ausgeprägten Schrägschichtungen auf, die in vertikaler Richtung in sandige, rote Mergel überleiten; diese wiederum werden von dm-dicken Rauhwassenlagen unterbrochen. Die Zunahme der Rauhwassenlagen, das Zurücktreten der detritären Komponenten lassen schon die bald zu erreichende Anisbasis vermuten, die mit dem Einsetzen der hellen laminierten Dolomite bzw. mit den darüber einsetzenden „Wurstelkalken“ erreicht ist.

Obwohl in dem Vorangegangenen ab und zu ein Hinweis für Einstufung der permoskythischen Abfolge gefallen ist, soll an den in Abb. 2 dargestellten Profilen die stratigraphische Einordnung erarbeitet werden, und zwar vom Hangenden zum Liegenden, da wir im Hangenden einen guten stratigraphischen Ausgangspunkt vorliegen haben.

Die laminierten Dolomite und Wurstel-Kalke sind typische Sedimente des tieferen Anis (Hydasp). Während die stark durchwühlten bituminösen mikritischen Kalke auf Sedimentationsbedingungen des ruhigeren Flachwassers hinweisen, sind die LF-führenden laminierten Dolomite Sedimente des Supra- bis Intertidals. Die Rauhwassen-führenden sandigen Mergel, die z. T. mit Gips in lateraler Verbindung stehen (V. SCHENK, 1967 : 104, hat beim Pipeline-Bau

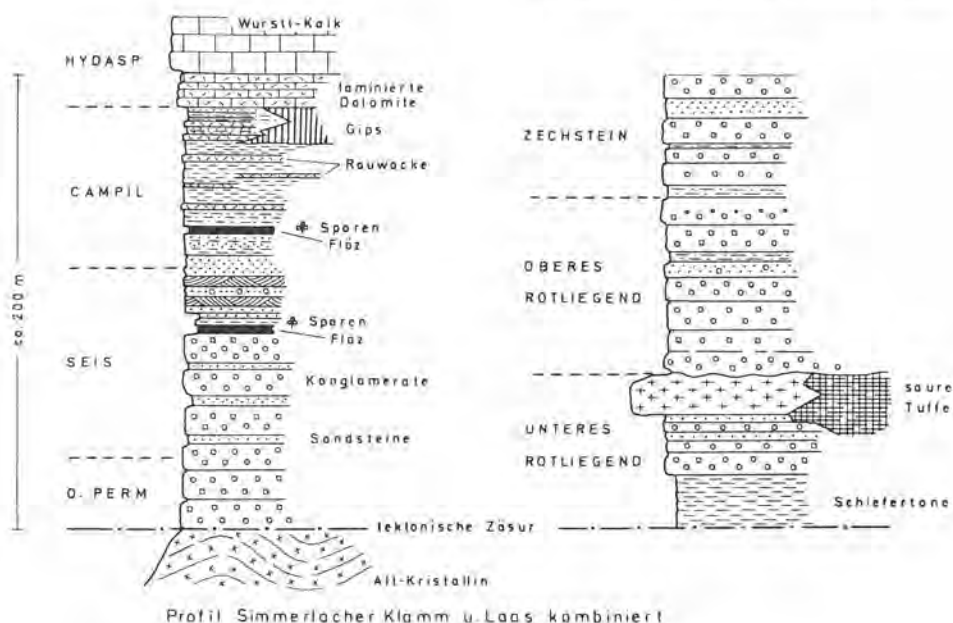


Abb. 2.

darauf verwiesen), sind ebenso Sedimente des Flachwassers, aber übersalzen wie die Gipse selbst und die gipsführenden Rauwacken belegen. Sie sind rein von der Lithologie her am ehesten dem höheren Skyth (Campil) zuordenbar. Damit ist auch gleichzeitig die Altersfrage nach dem Gips von Laas geklärt, für die W. KLAUS (Vortrag 1969) auf Grund der Sporenvergesellschaftung oberpermisches Alter ausschließt, R. W. VAN BEMMELEN (1957 : 183), A. TOLLMANN (1964 : 293) Bellerophon-Alter angenommen haben.

An der Grenze der sandigen Tonmergel zu den ersten roten Sandsteinlagen tritt in einer tonigen Zwischenlage (im Profil wesentlich mächtiger gezeichnet, um diese Schicht markant hervortreten zu lassen) ein kleines Flözchen auf, das neben *Voltzia* und *Schizoneura* Sporen führt. Das Flöz fand H. ANGER (1964 : 84); W. KLAUS determinierte daraus die Sporen, die für skythisches Alter z. T. sogar für höherskythisches (Campil) Alter sprechen. Mit dieser Einstufung ist ein zweiter wichtiger stratigraphischer Markstein gesetzt. Nur etwa 20 m tiefer, an der Grenze zwischen den mächtigen Konglomeraten und schräggeschichteten Sandsteinen mit örtlich eingeschwemmten groben Detritus, tritt nochmals ein Flöz von etwa 1 m auf, das ebenso Sporen führt (am ehesten Seiser Alter; Flora etwa dem mittleren germanischen Buntsandstein entsprechend); es ist ein weiterer wichtiger stratigraphischer Fixpunkt.

Die schräggeschichteten Sandsteinkörper zwischen den beiden Flözchen stellen ein markantes Schichtpaket dar, bedingt durch das Sedimentgefüge; es handelt sich wahrscheinlich um Ablagerungen eines Küstenbereichs, wofür die Mächtigkeit der schräggeschichteten Sedimentationseinheiten, die rasch absetzigen, nicht durch-

zuverfolgenden Tonbeläge, sowie die Änderung der Bankmächtigkeiten in lateraler Richtung sprechen.

Ganz anders aufgebaut sind die Sedimente unter dem zuletzt erwähnten Flöz. Es handelt sich um dickbankige Konglomeratlagen mit Sandsteinzwischenschaltungen. Die Konglomeratbänke weisen einen starken Korngrößenwechsel bzw. unregelmäßige Einstreuung von Komponenten auf; sie tendieren in Richtung von Fanglomeraten. Da jegliche Art von sedimentpetrographischer Untersuchung fehlt, soll es bei dieser kurzen Charakterisierung belassen bleiben; uns interessiert in erster Linie die stratigraphische Einordnung dieser grobklastischen Serie, die gegenüber den bisher aufgezählten Serien bei weitem vorherrscht.

Den Top dieser Serie bilden Sedimente vom Alter des mittleren Buntsandsteins. Dies bedeutet, daß ein Teil dieser Serie noch dem Skyth zugeordnet werden muß, nachdem sich keine Sedimentationsunterbrechung nachweisen ließ. Der nächste stratigraphische Anhaltspunkt liegt erst bei den sauren Vulkaniten, so daß wir für die grobklastische Serie über eine Zeit vom Oberrotliegenden, Zechstein und tieferem Skyth verfügen können. Die Serie entspricht lithologisch z. T., stratigraphisch ganz dem, was G. RIEHL-HERWIRSCH (1965 : 246) als Permoskythsandstein im Bergland östlich von Magdalensberg ausschied. Hie wie da wurden diese Sedimente zuvor als Grödener Sandstein bzw. Grödener Schichten bezeichnet; dies ist nur zum geringen Teil richtig was das Teilalter (Oberrotliegend) anlangt, bezüglich des Sedimenttyps als auch bezüglich des Gesamtalters, keinesfalls mit den Grödenern der Südalpen vergleichbar; es wird daher von G. RIEHL-HERWIRSCH (1965 : 250) vorgeschlagene Terminus „Permoskyth-Sandstein“ als völlig zutreffend übernommen.

Das Einsetzen des Permoskyth-Sandsteinkomplexes wird vom Verfasser mit einer weit ausgreifenden Transgression (Saalische Phase) in Verbindung gebracht, und zwar in Analogie zur Transgression über dem höheren Quarzporphyr (Ignimbrit) der Südalpen. Über dem Quarzporphyr der Südalpen bildeten sich zunächst subaärische Verwitterungsprodukte („Porphyrzersatz“); dann ortsggebundene Konglomerate, nur aus Quarzporphyr bestehend, gefolgt von einem polymikten Konglomerat, das ein Spektrum von Altkristallin und Phyllitgesteinen bis zum Quarzporphyr aufweist. Ähnliche Abfolgen finden wir in den Gailtaler Alpen. Örtliche Abtragungen mit altpaläozoischen Komponenten, z. T. auch schon Kristallinkomponenten in den Konglomeraten; dann über dem Quarzporphyr örtlich reine Porphyrkonglomerate und schon einige Meter darüber Porphyrkomponenten mit Komponenten des Kristallins in weiter flächenmäßiger Verbreitung vergesellschaftet. Damit komme ich auf die Frage das Alter der das Kristallin übergreifenden Transgression betreffend, die eingangs angeschnitten wurde, zurück und versuche diese dahingehend zu beantworten, daß es sich um eine Transgression etwa zur Zeit des tieferen Oberrotliegenden handelte, unter Verwendung der Prämisse, daß dem Quarzporphyr Unterrotliegendalter zukommt.

Fassen wir die Ergebnisse zusammen, die sich aus der Koordination von Tatsachenmaterial und Überlegung für die permoskythische Schichtfolge (zwischen „Altkristallin“ und Gesteinen des Anis) ergeben, so lassen sich vier charakteristische Schichtkomplexe ausgliedern:

1. Eine dem Unterrotliegend zuordenbare Serie beginnend mit rotem Schiefer-ton, überlagert von einer markanten Serie (Serie von Laas) und saure Effusiva bzw. deren Abkömmlinge.

(Dazwischen Wirkungsbereich der Saalischen Phase)

2. Ein Permo-Skyth-Sandstein-Komplex bestehend aus Konglomeraten und Sandsteinen des Oberrotliegend und Zechstein bzw. Teile des tieferen Skyths (Seis) einnehmend.

3. Eine Serie, die durch rote Sandsteine mit Schrägschüttungskörpern charakterisiert ist, in welche geringmächtige Flöze eingeschaltet sind. Sie gehören dem mittleren Buntsandstein (höheres Seis und tieferes Campil) an.

4. Eine Serie aus sandigen Mergeln bestehend, in die Rauhwackenlagen eingeschaltet sind und die schließlich ortsweise mit Gips abschließt, der bisher fälschlicherweise dem Oberperm zugeordnet wurde.

Literatur

- ANGER, H.: Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken. — Unveröff. Diss., Innsbruck 1964.
- ANGER, H., mit einem Beitrag von W. KLAUS: Zur Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken (Kärnten). — Sitzber. d. Österr. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 174, Wien 1965.
- BEMMELEN, R. W.: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich), I. Teil. — Jb. Geol. B.-A. Wien 100, Wien 1957.
- HERITSCH, H., & PAULITSCH, P.: Erläuterungen zur Karte des Kristallins zwischen Birnbaum und Pressegger See, Gailtal. — Jb. Geol. B.-A. 101, Wien 1958.
- KLAUS, W.: Möglichkeiten der Stratigraphie im Permoskyth. — Vortrag anlässlich des Verrucano-Symposiums, Wien, 12. September 1969.
- MOSTLER, H.: Die permoskythische Transgressionsserie der Gailtaler Alpen. — Exkursionsführer, Verrucano-Symposium 1969.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 14—15, 1963—64, Wien 1965.
- SCHENK, V.: Beobachtung an neuen Aufschlüssen in gipsführenden Werfener Schichten bei Laas (Kötschach, Kärnten). — Carinthia II, 77, Klagenfurt 1967.
- TÖLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des Haselgebirges. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1964, Stuttgart 1964.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 151—153	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 151—153	Wien, März 1972

Permoskyth im Pennin der Hohen Tauern

(Seidlwinkldecke östlich der Großglockner-Hochalpenstraße)

Von W. FRANK

Mit 1 Abbildung

Die Fahrt über die Großglockner-Hochalpenstraße eignet sich besser für einen Einblick in die Geologie des Penninikums der Hohen Tauern als für das Studium eines vollständigen Verrucanoprofils und dessen stratigraphischer Stellung.

Der Abstecher von der Glocknerstraße (von SE des Fuschertörls über den Sattel W der Braunleiten ins Baumgartlkar bis unter die Hummelwand) in den Permoskythkern der Seidlwinkldecke soll demnach vornehmlich dazu dienen den charakteristischen Typus der Permoskytharkosegneise und -schiefer in vergleichsweise hochmetamorpher Ausbildung kennenzulernen. Die Bündner Schiefer in der Umgebung des Exkursionsgebietes, besonders im S davon, weisen eine Umprägung in der Albit-Epidot-Almandin-Subfazies der Grünschieferfazies auf.

Das Permoskythvorkommen selbst bildet den Kern der riesigen liegenden Falte der Seidlwinkldecke, die von S her nach N bzw. NW vorgetrieben wurde. Eine scharfe Abgrenzung des unter dem Permoskyth aufgeschlossenen Liegendschenkels der Seidlwinkldecke mit invers lagernder Trias und Bündner Schiefen von der mehr parautochthonen Hülle des Sonnblickkernes ist derzeit nicht möglich.

Den Ablagerungsbereich des Permoskyths der Seidlwinkldecke hat man sich unserer Auffassung nach im penninischen Faziesbereich ursprünglich knapp S der heute erschlossenen \pm autochthonen Gneiskerne vorzustellen, aber noch im N des später sich bildenden Troges mit den mächtigen kalkreichen Bündner Schiefen.

Die Aufklärung der Natur und der stratigraphischen Stellung dieser permoskythischen „Wustkogelserie“ geht ebenso wie die kartenmäßige Abgrenzung hauptsächlich auf G. FRASL, 1958, zurück.

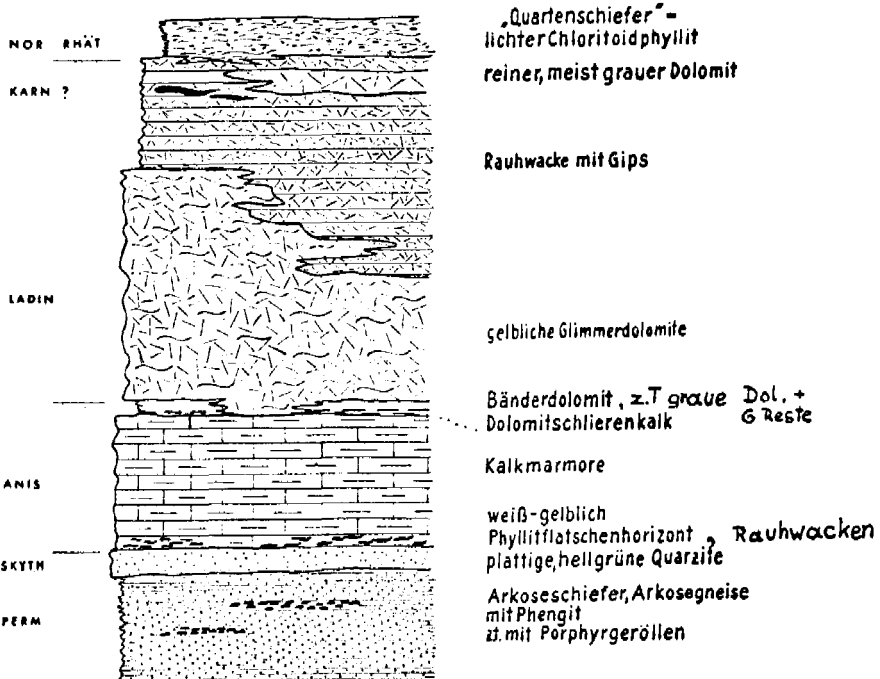
Nach der Wanderung durch die in etliche liegende Falten (N-S Querfalten) gelegten Schichtglieder der Seidlwinkltrias gelangt man unter der Hummelwand zu einem relativ ruhigen Profil, in dem die stratigraphisch liegenden, mächtigen Arkosegneise (aufrechte und verkehrte Lagerung im Faltenkern nicht unterscheidbar) von einem bis zu wenigen m mächtig werdenden plattigen, hellen Quarzit und Glimmerquarzit überlagert werden.

Ein kräftig grüngefärbter Phengit ist das fast ausschließliche Glimmermineral dieser Arkoseschiefer, -gneise und weist auf den hohen Fe-Gehalt der Gesteine hin. Im klastischen Anteil überwiegen neben Quarz und Plagioklas die Alkalifeldspäte weitaus, sie weisen nicht selten eine oft noch ganz gut erkennbare

*) Anschrift des Verfassers: Dr. W. FRANK, Geologisches Institut Universität Wien, A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

Normalprofil der Seidlwinkltrias W. F. 1964

300-400 m Gesamtmächtigkeit



Die Altersangaben beruhen nur auf lithologischen Vergleichen

Abb. 1. Entnommen aus: G. FRASL & W. FRANK, 1964; Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 17-31.

Bavenoer Verzwilligung auf. Neu gebildeter saurer Plagioklas ist im Schliff vom klastischen Altbestand meist gut abgrenzbar. Die Umrißformen der klastischen Feldspäte sind oft noch annähernd idiomorph, selten sind auch Korrosionsbuchten noch erkennbar.

Diese Arkosegneise stellen offensichtlich den unteren Teil des Permoskyths in den Hohen Tauern dar, wo sie in ähnlicher Form auch in anderen Vorkommen auftreten. Sie wurden vermutlich zur gleichen Zeit oder knapp nach dem Erscheinen der permischen sauren Effusiva abgelagert, deren Material anscheinend hier zum Großteil den klastischen Anteil (aus Tuffen umgelagert?) und die hier spärlichen größeren Gerölle von Porphyroiden lieferte. Die sauren Effusiva selbst fehlen in dem besuchten Permoskythvorkommen. Der Verfasser ist heute der Meinung, daß viele der hier nicht ganz zutreffend als Phengitarkosegneise bezeichneten Gesteine des Permoskyths in den Tauern nicht rein klastische Abtragsprodukte der Zentralgneisgebiete sind, sondern im wesentlichen vulkanoklastische Gesteine darstellen.

In den übrigen Hohen Tauern sind schlecht gliederbare Quarzite bis Phengitquarzite mit Phengitschieferlagen, Arkoselagen und Quarzgeröllhorizonten, seltener auch polymikten Geröllhorizonten im Permoskyth weit verbreitet. Sie fehlen

zwar im besuchten Profil, doch haben solche Vorkommen nur wenig weiter im N (im Hirzkar) eine Position zwischen den Arkoseschiefern und dem hangenden plattigen Quarzitzug. Dieser letztere ist wohl im Vergleich mit anderen Profilen in den Ostalpen als skythisch anzusehen. Eine exakte Grenzziehung zwischen Perm und Skyth halten wir in den besprochenen Serien derzeit für unmöglich.

An der Basis des Karbonatgesteinskomplexes der penninischen Trias kommt es vielfach auch zur Ausbildung eines geringmächtigen Horizonts von polymikten sandigen Rauhacken mit grünlichen Schieferschollen (z. B. am Wustkogel S des Exkursionsgebietes) oder noch häufiger von Marmorlagen mit grünlichen Phyllit-schollen. Dieser sehr charakteristische und weitverbreitete Horizont ist sehr wahrscheinlich in das Oberskyth („Röt“) zu stellen (vgl. A. TOLLMANN, 1964).

Literatur

- CORNELIUS, H. P., & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). — Abh. Zweigst. Wien d. Reichst. f. Bodenf. 25, 1—305, Wien 1939.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B.-A., 101, 323—472, Wien 1958.
- FRASL, G., & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. — Der Aufschluß, Sonderh. 15, 30—58, Heidelberg 1966.
- FRASL, G., & FRANK, W. (1969): Bemerkungen zum zweiteiligen geologischen Panorama von der Edelweißspitze (Großglockner-Hochalpenstraße). — Wiss. AV-Hefte, 21, 112—116, München 1969.
- TOLLMANN, A. (1964): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. — N. Jb. Paläont. Mh. 5, 270—299, 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

Text der Exkursionsbeilage, Manuskript Juni 1969.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 155—162	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 155—162	Wien, März 1972

Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol)

Von H. MOSTLER *)

Mit 1 Abbildung

Zwischen Wörgl im Westen und Hochfilzen im Osten tritt ein etwa 4 km breiter, aus Permoskythablagerungen bestehender Streifen auf, der gegen Norden hin durch die darüber folgende Mitteltrias scharf begrenzt ist, gegen Süden hin zur Grauwackenzone eine buchtige, verzahnende Begrenzung aufweist. Vereinzelt treten aus Permoskythsedimenten aufgebaute Inseln noch weit innerhalb der Grauwackenzone auf. Diese Art der Begrenzung geht zum Großteil auf eine intensive Schuppentektonik am Nordrand der Grauwackenzone, nur zum geringen Teil auf eine selektive Erosion zurück. Die großen Dislokationsflächen bildeten sich am Kontakt zwischen Basalbrekzie und eigentlichem Sandsteinkörper aus, in dem sie die roten Tonschiefer als Gleithorizont nutzten oder sie machten sich die stark teilbewegliche Serie (Tonschiefer, Quarzite, Gipse und z. T. Rauhacken) des höheren Skyths zunutze, die zwischen dem Sandsteinkörper im Liegenden und dem starren Dolomitkörper im Hangenden ihre ursprüngliche Position einnahmen. Diese tektonische Zerstückelung veranlaßte eine Reihe von Geologen an dem ursprünglichen sedimentären Verband zwischen Grauwackenzone und Nördlichen Kalkalpen zu zweifeln (W. HEISSEL, 1957 : 122). Heute steht es wohl außer Zweifel, daß es sich um eine junge Tektonik handelte, die den ursprünglichen Verband im Zuge der letzten Ausgestaltung der Nördlichen Kalkalpen (Gleittektonik) z. T. empfindlich störte. Dafür spricht nicht nur, daß sich in den Komponenten der Basalbrekzie der gesamte Gesteinsbestand der Grauwackenzone widerspiegelt, sondern auch die von der Tektonik ausgesparten, an einigen Stellen erschlossenen Übergänge zwischen den beiden oben genannten Einheiten.

Die Schuppentektonik bringt es mit sich, daß die Sandsteinkörper oft isoliert auftreten bzw. direkt über den Basalbrekzien einsetzen. Die Basalbrekzie selbst verhält sich gegenüber der Verformung ähnlich wie die Dolomite mit denen sie eng verschweißt ist. Dieses tektonische Unterdrücken bzw. Ausquetschen der leicht teilbeweglichen Sedimente erschwert es sehr, zu einer einigermaßen guten chronologischen Einordnung vorzustoßen, doch gelang es immerhin schon A. CATHREIN (1886) eine Abfolge festzuhalten, die von den Basalbrekzien über Tonschiefern zu Quarzkonglomeraten und schließlich zu Sandsteinen führt. Diese Abfolge konnte von den späteren Bearbeitern H. PIRKL, 1961, H. BARNICK, 1962 und G. EISBACHER, 1964, im Groben immer wieder gefunden und bestätigt werden.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. HELFRIED MOSTLER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4/II, A-6020 Innsbruck.

Diese im wesentlichen bestätigte Gliederung soll nun an Hand des beigegebenen Profils in seinen Details erläutert werden und schließlich eine stratigraphische Interpretation erfahren. Eine erste flüchtige Betrachtung zeigt, daß nur das Anis bzw. das höhere Skyth (Campil) fossilbelegt ist. Für die darunter liegenden Serien besteht nur die Möglichkeit eines Vergleichs mit fossilbelegten ähnlichen Serien (siehe Profil 2) weiter im Osten (Mitterberg) bzw. Indizien in das Treffen zu führen, die eine hier im Profil bereits vorweggenommene stratigraphische Einordnung untermauern, wie z. B. das Auftreten von sauren Vulkanismus (Unterrotliegendalter), der sich in Spuren auch innerhalb des Permoskyths zwischen Wörgl und Hochfilzen nachweisen ließ.

Gehen wir von der Basalbrekzie aus, so stellen wir fest, daß diese alle Gesteinsserien der Grauwackenzone überlagert (Ordovizium, Silur, Unter-, Mittel- und tieferes Oberdevon). Sämtliche in den eben genannten Zeiträumen abgelagerten Gesteine finden sich als Komponenten in den Brekzien wieder. Eine genaue Komponentenanalyse, die z. Z. läuft, verfolgt das Ziel, einmal die Art der Verformung und Metamorphose zu variszischer Zeit zu klären, zum anderen Mal soll geklärt werden, ob jüngere Gesteine als to II abgelagert wurden, oder ob mit dem Ende des to II die Sedimentation durch Heraushebung (bretonische Phase) schon so früh unterbrochen wurde und seit dieser Zeit bis zur Ablagerung der Basalbrekzien ein Hoch darstellten.

Die Brekzien bestehen aus ortsgebundenen Grobschutt; so z. B. setzen sie sich an der Nordseite des Spielberghorns nur aus Komponenten des Spielbergdolomites (Unter- bis Mitteldevon) zusammen (= monomikte Basalbrekzie); hat sich das Einzugsgebiet aus verschiedenen Gesteinen des variszischen Orogens zusammengesetzt, spiegelt sich dies im Spektrum der Komponenten wider (= polymikte Basalbrekzie).

Die Basalbrekzien stellen Ablagerungen eines typischen Verwitterungsschuttes dar, der sich in flachen Wannen (präpermisches Relief mit Verkarstungserscheinungen in Karbonatgesteinsarealen) sammelte. Hiefür sprechen nicht nur die eckigen bzw. kantengerundeten Komponenten, sondern auch das dolomitische Bindemittel bzw. das rote Bindemittel, das z. T. nachweisbar auf dem unlöslichen Rückstand der Karbonatgesteine zurückführbar ist. Es handelt sich also um keine Transgression, wie bisher immer wieder angenommen wurde (R. v. KLEBELSBERG, 1935, et al.), sondern um Relief-auffüllendes lokales Schuttmaterial; eine Mitbeteiligung von Wasser ist nicht auszuschließen, vor allem in höheren Abschnitten der Brekzie, in welchen immer mehr gerundete Komponenten auftreten und den Brekziencharakter in Richtung Konglomerate verschieben. Auch das Bindemittel in den höheren Partien spricht für aquatische Bildungen das dem der darüber folgenden Tonschiefer völlig gleich ist.

Die Komponentengröße schwankt zwischen 2 und 10 cm, 20 cm werden selten überschritten; bei den aus Karbonatgesteinen bestehenden Komponenten treten häufig hohle Gerölle auf; sie wurden von A. MAVRIDIS & H. MOSTLER, 1970, eingehendst behandelt.

Auf diese im Gelände gut ausscheidbare Kartiereinheit folgen rote Schiefertone bis Tonschiefer. Mit dem Einsetzen dieser war das Relief bereits ausgeglichen. In den tieferen Partien ist dieses Sediment recht feinkörnig, führt kaum Helliglim-

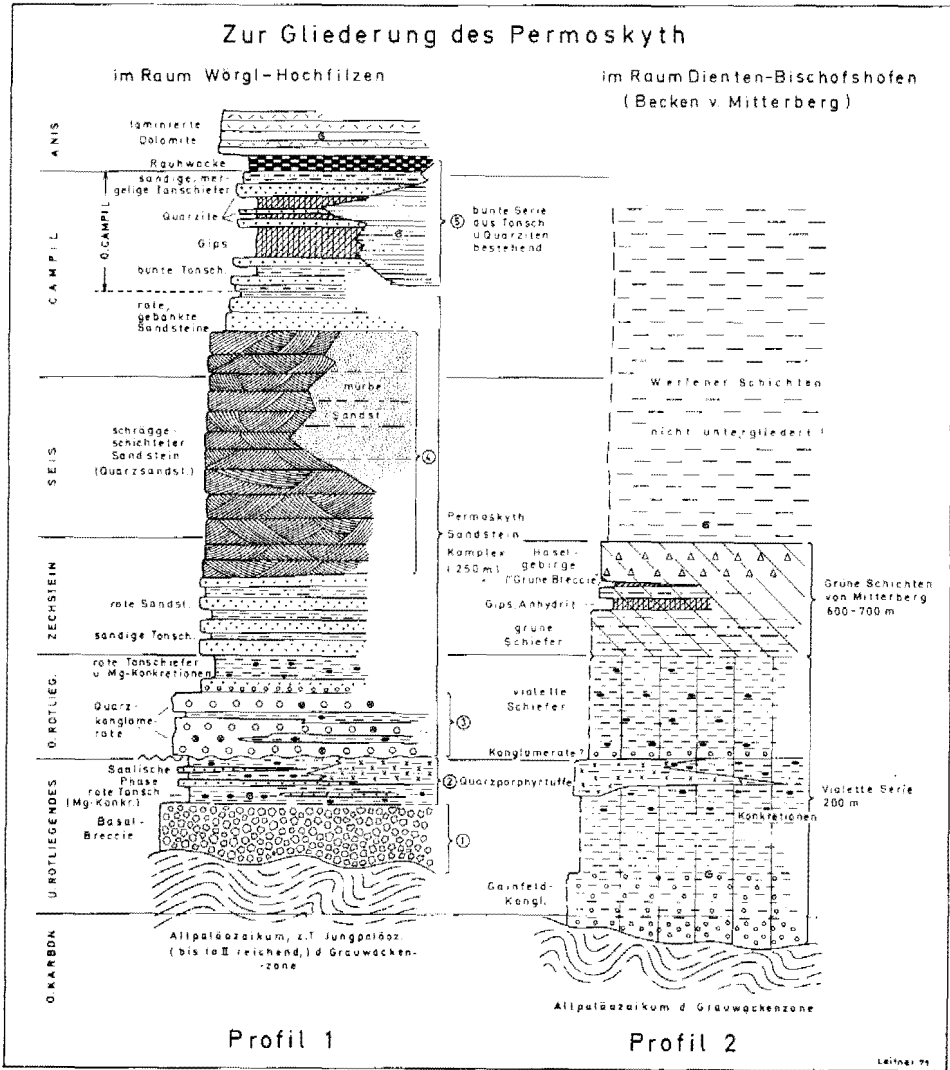


Abb. 1.

mer, während gegen das Hangende hin Detritus (speziell Quarz und Glimmer) zunimmt. Stärkere klastische Schüttungen produzierten Sandsteinbänke, die lateral eine geringe Ausdehnung aufweisen.

Charakteristisch für dieses Schichtglied sind die schon seit langem bekannten Magnesiteinschlüsse, ursprünglich als Gerölle gedeutet, heute doch allgemein als Konkretionen anerkannt (G. EISBACHER, 1963; W. SIEGL, 1964). Typisch sind weiters die von H. PIRKL (1961 : 65) erstmals bekannt gemachten fossilen Kriechspuren. Die von wühlenden Organismen verursachten Spuren sind weit verbreitet; ortswise kommt es bis zu 50 cm mächtigen karbonatischen Lagen (immer

noch ist die Quarz-Glimmerschüttung verhältnismäßig hoch) die ebenfalls Bioturbation aufweisen, daneben treten noch weitere Fossilien auf, unter denen Ostrakoden (sehr häufig) und ?Algen besonders auffallen; eine genauere Bestimmung steht noch aus.

Bei diesen kurz charakterisierten Sedimenten handelt es sich um ruhige Ablagerungen des Flachwassers mit starker Bodenwühlertätigkeit; ein schwacher salinärer Einschlag läßt sich nicht verbergen, dafür sprechen besonders die Magnesitkonkretionen. Unterbrochen bzw. gestört wird der Fortgang der Sedimentation durch Äußerungen des sauren, subsequenten Vulkanismus, der nur mehr in Spuren vor allem in Form von Tuffen, nachweisbar ist. So erwähnt z. B. schon O. AMPFERER (1933 : 43) Quarzporphyrtuffe aus dem „Buntsandstein“ am Fuße des Kaisergebirges. In völlig analogen Sedimenten innerhalb der Eisenerzer Alpen treten auch permische Quarzporphyre auf (A. TOLLMANN, 1964 : 289).

Suchen wir nach äquivalenten Ablagerungen, die einigermaßen gut datiert sind, so bietet sich die im Osten gelegene Schichtfolge von Mitterberg (zwischen Dienten und Bischofshofen z. T. noch weiter östlich) an.

Die im Raum von Mitterberg auftretenden Sedimente des Permoskyths sind dadurch charakterisiert, daß sie ein wesentlich feineres Korn als die sie im Westen und Osten flankierenden Sedimente aufweisen, wenn wir von den Basalbildungen (Gainfeldkonglomerat) und von örtlichen Konglomeratlagen absehen. Es handelt sich um Beckensedimente mit einer Mächtigkeit von rund 900 m. Das Becken, das die Sedimente aufnahm hat sich bereits im Oberkarbon eingetieft, wie die über dem Gainfeldkonglomerat auftretenden Sporen und Pollen (von Dr. HILDE GREBE, Krefeld, determiniert und dem höheren Oberkarbon zugeordnet) belegen; näheres siehe bei H. UNGER, 1967 : 20). Die darüber folgenden violetten Schiefer (= Violette Serie im Sinne von G. GABL, 1964 : 19) führen ebenso wie die roten Tonschiefer zwischen Wörgl und Hochfilzen Konkretionen, allerdings nicht aus Magnesit, sondern aus Dolomit und Chlorit bestehend. Der Verfasser ist in einer eigenen Arbeit auf die Art der Konkretionen bzw. auf die Umbildung während der Metamorphose eingegangen (H. MOSTLER, 1968). Analog zu den roten Tonschiefern treten auch in den violetten Tonschiefern Karbonatgehalte auf, die nicht in direkter Verbindung mit den Konkretionen stehen. Eine sehr wichtige Information für die Alterseinstufung der Violetten Serie bzw. für die Gesamtzeitspanne, die diese vertreten, bringt G. GABL (1964 : 10), in dem er auf saure Effusivgesteinseinschlüsse hinweist. Damit ist uns ein weiteres Instrument gegeben, mit dessen Hilfe wir die beiden im Profil dargestellten Schichtfolgen gut miteinander korrelieren können.

Reicht die bisher kurz umrissene Schichtfolge von Mitterberg (Violette Serie) von höheren Oberkarbon bis zum Top des Unterrotliegenden, so bestehen in der Schichtfolge zwischen Wörgl und Hochfilzen bezüglich der Hangendgrenze (mit den Anzeichen von sauren Vulkaniten) keine Zweifel in der Einstufung, nur was die basale Serie (Basalbrekzie betrifft, wäre das Alter zu diskutieren. Wie ein Vergleich der beiden basalen Schichtglieder zeigt, bestehen gravierende Unterschiede; Gainfeldkonglomerat: graues Bindemittel; Komponenten sind zum Teil auf ein Altkristallin beziehbar (Gneise, Aplite und Marmore), daneben auch Komponenten aus der Grauwackenzone (siehe F. KARL, 1954 : 228).

Basalbrekzie: rotes Bindemittel; Komponenten nur auf das unmittelbar liegende bezogen. Während die Unterschiede in der Komponentenzusammensetzung auf verschieden figuriertes Einzugsgebiet zurückgehen, weist die Färbung auf unterschiedliche klimatische Bedingungen hin. Gerade die Rotfärbung der Basalkonglomerate sowie die ortswise Verkarstung auf die überdies auch D. SOMMER, 1969 (Exkursionsführer zum Verrucano-Symposium), im Prebichl-Konglomerat hinweist, sprechen dafür, daß die Basalbrekzien unterpermische Ablagerungen im Gegensatz zu den grauen Oberkarbonen Gainfeldkonglomeraten darstellen.

Ziehen wir daraus die Konsequenzen, so sind wir gezwungen, ein verschiedenzeitiges Herausgestalten einzelner Becken (z. T. intermontaner, lagunärer Becken) anzunehmen (siehe dazu H. MOSTLER: Postvariszische Transgressionsserie in den Gailtaler Alpen; im selben Band). Für den Fall des Mitterberger Beckens würde dies bedeuten, daß die von H. FLÜGEL (1964 : 429) vermutete Schichtlücke zwischen Oberkarbon und Perm, die die Ablagerungszeit von Rattendorfer- und Trogkofelschichten umfassen soll, nicht zutrifft, während der Tiroler Raum erst wieder z. Z. der Trogkofelstufe Sedimentationsgebiet wird.

Für den Umschlag der Sedimentation, die über der besprochenen basalen Serie folgt, dürfte eine tektonische Umgestaltung, die der saalischen Phase zuordenbar ist, verantwortlich sein. Es setzten nämlich recht unvermittelt Grobschüttungen ein, die uns heute als polymikte Konglomerate entgegen treten; wenn auch Quarzgerölle vorherrschend sind, die zum guten Teil auf Restschotter eines Altkristallins zurückgehen, wie an Quarzen anhaftende Gneis- und Glimmerschieferreste belegen, treten neben Schiefergeröllen der Grauwackenzone auch solche von permischen Quarzporphyren auf; H. PIRKL (1961 : 19) hat diese spezieller behandelt. Es fehlt aber nicht an Versuchen die ehemaligen ruhigen Sedimentationsbedingungen wieder anzustreben. Rekurrenzen aus Tonschiefern bestehend z. T. wohl mit stärkerer Detritusbeteiligung sowie das Auftreten von Magnesitkonkretionen setzten sich durch, immer wieder empfindlich gestört durch grobklastische Schüttungen.

Innerhalb des „Mitterberger Beckens“ tut sich zu dieser Zeit wenig; es wäre allerdings möglich, in den grobklastischen Schüttungen der höheren Anteile der Violetten Serie Außerungen der saalischen Phase zu sehen. Inwieweit durch die saalische Phase Schichtlücken entstanden, entzieht sich unserer Kenntnis. Dies könnten Sporen- und Pollenuntersuchungen klären; die Voraussetzung einer Erhaltung von Sporen und Pollen sind im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen z. T. recht gut. Je weiter wir uns vom Wirkungsbereich der saalischen Phase entfernen, desto ungestörter sind die Sedimentationsbedingungen. Hiefür sprechen die kontinuierlichen Schüttungen von Sandsteinkörpern. Der Korngrößenwechsel geht stark zurück, es kommt zur Vormacht der schräg geschichteten Sandsteinbänke. Korngrößen, Rundungsgrad und Bankmächtigkeit innerhalb dieser sind sehr geringen Schwankungen unterworfen (G. EISBACHER, 1964 : 134). Diese Serie läßt sich auf Grund der Schrägschichtungsgefüge sehr gut als eine weitere kartierbare Einheit ausscheiden. Sie wird allerdings sowohl im Liegenden als auch im Hangenden von gut gebankten Sandsteinkörpern (ohne Schrägschichtung) begrenzt, die Übergänge darstellen; daher erhebt sich die Frage, ob man nicht für die gesamte Schichtfolge, beginnend mit den Quarzkonglomeraten bis an die

Grenze zu den oberskythischen Ablagerungen den von G. RIEHL-HERWISCH (1965 : 251) vorgeschlagenen Terminus „Permoskyth-Sandstein“ verwenden sollte und darin eine ausscheidbare Serie sehen sollte. Je nach der Fragestellung würde ich vorschlagen, beide als Kartiereinheiten zu verwenden.

Die schräggeschichtete Quarz-Sandsteinabfolge dürfte nach unseren Überlegungen noch mit ihren basalsten Teilen in das höchste Perm reichen, nimmt aber im wesentlichen den Zeitabschnitt des Seis und tieferen Campils ein. Nach oben hin ist die Begrenzung sehr gut durch die Fossilfunde von H. PIRKL (1961 : 64, 65) belegt; es handelt sich um Spuren, Pflanzenreste und Lamellibranchiaten, von denen *Myophoria costata*, *Myophoria ovata* und *Gervilleia mytiloides* genannt seien, die eindeutig dem höheren Skyth (Obercampilfauna) zuordenbar sind. Dies bedeutet, daß eigentlich nur der schräggeschichtete Sandsteinkomplex ein Äquivalent des germanischen Buntsandsteins darstellt und dies nur mit Vorbehalt, da wir die genaue Untergrenze nicht kennen. Schon aus diesem Grunde sollte der Terminus Buntsandstein nicht verwendet werden. Ein nicht vorbelasteter Begriff wäre eben „Permoskythsandstein“, auf den bereits oben verwiesen wurde.

Sehen wir uns um eine vergleichbare Serie um, so können wir diesmal nicht auf das Mitterberger Becken zurückgreifen, denn z. Z., als im Tiroler Raum Ton-schiefer und Sandsteinbänke sedimentiert wurden, die im höheren Teil nur selten Spuren von Gips aufweisen, vollzog sich im Mitterberger Becken ein allmählicher Sedimentwechsel. Die violette Färbung der Schiefer ging zurück zugunsten der grünen Farbe; der Karbonatgehalt nimmt ab, es fehlen auch die Konkretionen; dafür beginnt eine Phase der Eindampfung. Gips und Anhydrit sind Zeugen hiefür (vom Autor wurde sogar vor der Metamorphose eine Beteiligung an Steinsalz und Magnesiasalzen angenommen, siehe dazu H. MOSTLER, 1968 : 2). Mit dem Gips und Anhydrit verzahnend bzw. diese überlagernd treten die grünen Brekzien von Mitterberg (W. HEISSEL, 1954) auf, für die G. GABL (1964 : 7) die Vermutung äußerte, daß es sich hierbei um Haselgebirge handelt, ganz im Gegensatz zu W. MEDWENITSCH (in GABL, 1964 : 7, Fußnote), der eine Parallelisierung der „grünen Brekzie von Mitterberg“ mit dem Haselgebirge ablehnt. H. MOSTLER (1968 : 2) konnte aber die von GABL geäußerte Vermutung belegen. Damit steht das Alter für den Gips und Anhydrit-führenden Abschnitt der grünen Schichten von Mitterberg als Zechsteinalter fest.

Mit diesen kurzen Erläuterungen wollen wir den weiteren Werdegang der Mitterberger Beckengestaltung verlassen, zumal wir nur Informationen aus dem tieferen Abschnitt für Korrelierungszwecke heranziehen konnten. Wir müssen uns vielmehr um fossilbelegte Sedimente umsehen, die der schräggeschichteten Sandsteinserie ähnlich sind. Dazu müssen wir einen kurzen Blick auf die Entwicklung in den Gailtaler Alpen werfen. Über den grobklastischen Schüttungen, die bis in das Seis hinaufreichen, treten etwa zur Zeit des mittleren Buntsandstein durch Pollen und Sporen belegt, schräggeschichtete Sedimente auf, die ihrerseits wiederum von sandigen Tonmergeln und Rauhwacken bzw. Gipslagen des höheren Campils überlagert werden. Dieses Bild aus den Gailtaler Alpen zeigt die annähernd richtige Position der schräggeschichteten Sandsteine im Tiroler Raum, wie sie von uns vorgenommen wurde.

Die stratigraphisch höchste Einheit des Permoskyths im Raum zwischen Wörgl und Hochfilzen wird von einer bunt zusammengesetzten Serie gestellt. Der Fazieswechsel in lateraler wie vertikaler Richtung ist stark ausgeprägt. Tonschiefer verschiedenster Färbung wechsellagern mit Quarziten bzw. Quarzsandsteinen höheren Reifegrades, die selbst wieder sehr bunt ausgebildet sein können. Gipslagen in Wechsel mit Mergeln und sandigen Partien (Gips als Bindemittel in Sandsteinbänken) sind weitere typische Gesteine hiefür. Die Rauhacken und laminierten Dolomite, die darüber folgen, gehören bereits dem tieferen Anis an.

Fassen wir die für das Permoskyth im Abschnitt zwischen Wörgl und Hochfilzen gewonnenen Daten, zusätzlich der stratigraphischen Interpretation zusammen, so können wir 5 z. T. kartierbare Einheiten unterscheiden:

1. Eine dem Unterrotliegenden zuordenbare Basalbrekzie, untergrundbezogen und reliefauffüllend.
2. Eine Serie aus roten Tonschiefern und Magnesitkonkretionen bestehend, die im Hangenden durch Äußerungen eines sauren subsequenten Vulkanismus abgeschlossen wird (ebenso dem Unterrotliegenden zugeordnet).
3. Quarzkonglomerate mit Tonschieferrekurrenzen im Oberrotliegend (Grobschüttungen werden mit der saalischen Phase in Verbindung gebracht).
4. Permoskythsandstein vom Oberrotliegend bis in das mittlere Skyth reichend (die schräggeschichteten Sandsteine können als eigene kartierbare Einheit ausgedehnt werden).
5. Oberskythische Schichtfolge (fossilbelegt) aus bunten Tonschiefern, Sandsteinen und Gipsen bestehend.

Literatur

- AMPFERER, O.: Geologischer Führer für das Kaisergebirge. — Geol. B.-A., Wien 1933.
- BARNICK, H.: Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basischichten der mesozoischen Auflagerung auf die Nördliche Grauwackenzone. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1962.
- CATHREIN, A.: Zur Gliederung des rothen Sandsteins in Nordtirol. — Verh. Geol. R. A., Wien 1886.
- EISBACHER, G.: Primäre gerichtete Gefüge und Paläogeographie des alpinen Buntsandsteins im Raume Innsbruck—Saalfelden. — Veröff. d. Mus. Ferdinandeum, 43 Innsbruck 1963.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. 56, 1963, Wien 1964.
- GABL, G.: Geologische Untersuchungen in der westlichen Fortsetzung der Mitterberger Kupfererzlagerstätte. — Archiv f. Lagerstättenforsch. i. d. Ostalpen 2, Leoben 1964.
- HEISSEL, W.: Die grünen Werfener Schichten von Mitterberg (Salzburg). — Tschm. M. P. M. 4, Wien 1954.
- HEISSEL, W.: Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. 50, 1957, Wien 1957.
- KARL, F.: Das Gainfeldkonglomerat, ein Tuffitkonglomerat aus der Nördlichen Grauwackenzone (Salzburg). — Verh. Geol. B.-A., 1954, Wien 1954.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — Gebr. Bontraeger, Berlin 1935.
- MAVRIDIS, A., & MOSTLER, H.: Zur Geologie der Umgebung des Spielberghorns, mit einem Beitrag über die Magnesitvererzung (Nördliche Grauwackenzone Tirol—Salzburg). — Festschr. Geol. Inst., Innsbruck 1970.
- MOSTLER, H.: Anhydrite and Gypsum in Low-Grade Metamorphic Rocks along the Northern margin of the Grauwackenzone (Tyrol, Salzburg). — Symposium on the Geol. of Saline Deposits, Hannover 1968.

- PIRKL, H.: Geologie des Triasstreifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). — Jb. Geol. B.-A. 104, Wien 1961.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 14—15, 1963—64, Wien 1965.
- SIEGL, W.: Die Magnesite der Werfener Schichten im Raume Leogang bis Hochfilzen sowie bei Ellmau in Tirol. — Radex Rdsch., Radenthein 1964.
- SOMMER, D.: Die Prebichl-Schichten als permotriadische Basis der Nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). — Exkursionsführer Verrucano Symposium 1969.
- TOLLMANN, A.: Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Stuttgart 1964.
- UNGER, H.: Geologische Untersuchungen im Kupferbergbau Mitterberg in Mühlbach/Hochkönig, Salzburg. — Unveröffentlichte Dissertation, Innsbruck 1967.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 163—165	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 163—165	Wien, März 1972

Permoskythische Ablagerungen im Tiroler Raum

Von W. HEISSEL *)

Entsprechend der Verteilung der Untertrias halten sich auf Tiroler Raum auch die „Verrucano“-Vorkommen an denselben schmalen Streifen am Südrand der nördlichen Kalkalpen. Das, was auf Tiroler Raum als Verrucano angesprochen wird, sind allerdings Bildungen ganz verschiedener Art. Sie sind anders im Ostteil und anders im Westteil Tirols. Dabei werden vielfach im Westteil unter dem Begriff Verrucano Gesteine zusammengefaßt, die einerseits dem Verrucano des helvetischen Ablagerungsraumes der Westalpen weitestgehend gleichen, andererseits aber auch Gesteine, die mit größter Wahrscheinlichkeit ein Paläozoikum älter als Perm vertreten.

Nachdem im Helvetikum der Westalpen ohne Zweifel die größten geschlossenen permischen Ablagerungen zugleich in weit größerer Mächtigkeit als in den Ostalpen entwickelt sind, kann man wohl mit Recht auch diese westalpine, helvetische Gesteinsausbildung als typische bezeichnen. Dagegen sind die ungleich kleineren Vorkommen in den westlichen Ostalpen als untypisch zu bezeichnen, besonders wenn man bedenkt, daß ohne Zweifel unter dem Begriff Verrucano in den westlichen Ostalpen Gesteine ganz verschiedenen Alters zusammengefaßt werden. Der helvetische Verrucano setzt sich zusammen aus Konglomeraten mit kristallinen Geröllen, grünlichen untergeordnet auch rötlichen Quarziten, mehr oder weniger serizitischen Sandsteinen, in denen Tonschiefer ähnlicher Färbung eingelagert sind. Auch vulkanische Tuffeinschaltungen kommen vor. Diesem Typus von Verrucano werden zahlreiche der kleinen und kleinsten Vorkommen am Südrand der Kalkalpen westlich Landeck und auch an Schubflächen innerhalb der Silvretta-Decke gerecht (Thial-Spitze, Urgtal und andere).

Im östlichen Tirol, am Südfuß der Leoganger Steinberge, des Kaisergebirges und im Unterinntal werden unter „Verrucano“ ganz andere Gesteine verstanden, Gesteine, die in einem viel engeren Sedimentverband mit dem alpinen Buntsandstein stehen, als die westlichen Vorkommen. Aus diesem Grund wurden diese östlichen Gesteine meist als Basisbildungen (Basalkonglomerate) des Buntsandsteins beschrieben. Die Matrix verleiht ihnen dieselbe rote Farbe, wie sie die hangenden Sandsteine und Tonschiefer besitzen. Nur der Geröllbestand gibt Beziehungen zur Grauwackenzone. Es sind Gerölle kristalliner Kalke und Dolomite, die man als Abkömmlinge der in der Nachbarschaft anstehenden paläozoischen Grauwackendolomite und -kalke auffaßt. Dementsprechend gelten gerade diese Kalk- und Dolomitmikonglomerate bis Breccien als echte Transgressionsbildungen

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. W. HEISSEL, Institut für Geologie und Paläontologie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.

der beginnenden Triassedimentation über paläozoischem Festlandboden. O. AMPFERER (geologischer Führer für das Kaisergebirge, Wien 1933) weist auf die bunte Geröllzusammensetzung paläozoischer Karbonatgesteine in der blutroten Grundmasse hin, wozu noch Gerölle von Tonschiefern, Phylliten, Diabasen und rötlichen Quarzen kommen. Auf der Südseite des Achleitberges (südlich des Hinterseiner Sees) traf er auch auf Lagen von Tuffmaterial im Buntsandstein. Ganz allgemein gilt aber weiters, daß der Verband Trias (Buntsandstein) — Untergrund (Paläozoikum) wohl stets ein mehr oder weniger stark gestörter ist. H. BARNICK (Tektonite aus dem Verband der permotriadischen Basisschichten der mesozoischen Auflagerung auf der Grauwackenzone. Verh. Geol. B.-A., Wien 1962) weist auf den Umstand hin, daß einzelne dieser Basis-Breccien-Partien einen ausgesprochenen Tektonit-Charakter aufzeigen.

O. MALZER (Die Geologie des Gaisberg- und Hahnenkammgebietes bei Kitzbühel/Tirol, Dissertation Innsbruck 1964) hat ein sehr schönes Verhältnis Basis-Konglomerat zu Grundgebirge beschrieben. Dieser Untergrund ist anscheinend derselbe anstehende paläozoische Dolomit, wie er als Geröll im Basis-Konglomerat darüber auftritt. Ein petrographischer Vergleich hat allerdings diese scheinbar volle Übereinstimmung nicht beweisen können und MALZER mußte zur Annahme Zuflucht nehmen, daß die in der roten tonigen Grundmasse eingebetteten Karbonatgesteingerölle eine andere letzte Metamorphose durchgemacht hätten als der anstehende Dolomit, d. h. sie hätten sich den Metamorphosebedingungen gegenüber anders verhalten.

G. EISBACHER (Sediment-petrographische Untersuchungen am alpinen Buntsandstein im Raum Innsbruck—Saalfelden, Dissertation Innsbruck 1963) gibt eine rein petrographische Beschreibung des Buntsandsteins und seiner Basisbildungen.

An der Bundesstraße 1 sind östlich Söll Basalbildungen des Buntsandsteins im größeren Umfang aufgeschlossen. Dem Verfasser scheint es aber nicht gerechtfertigt, diese Basalbildungen vom Buntsandstein abzutrennen und als Verrucano zu bezeichnen. Dies um so mehr, als es anscheinend auch ähnliche brecciöse und konglomeratische Lagen gibt, die dem Buntsandstein in höheren Ablagerungen eingelagert sind. Der Verfasser hat eingangs auf die Unterschiede hingewiesen zwischen „Verrucano“ im westlichen Tirol und „Verrucano“ im östlichen Tirol. Er vertritt die Auffassung, daß nur für gewisse Vorkommen im Westen die Bezeichnung Verrucano gerechtfertigt ist.

Der Buntsandstein im Wochenbrunner Graben

An der Südseite des Wilden Kaiser zieht der Wochenbrunner Graben zum Ellmauer Sattel herab. Der Weg führt über einen breiten Schwemmkegel in die sich trichterartig verengende Talmündung, beiderseits begleitet von den Steilabbrüchen eines zerschnittenen älteren Schuttfächers, dessen kalkalpiner Schutt zu Konglomerat erhärtet ist, das von hocheiszeitlicher Grundmoräne (Würm) überlagert wird.

Bei etwa 900 m SH tritt der Buntsandstein bis in die Talsohle herab (erste kleinere Aufschlüsse). Wenig oberhalb gabelt sich das Tal. In dem vom Westen

(orographisch rechts) herabkommenden Talast (Sandtal) halten gute Aufschlüsse durchgehend an. Unter den Sandsteinen kommen überwiegend blutrote Tonschiefer hervor, in denen die schon von C. W. v. GÜMBEL entdeckten Magnesitvorkommen auftreten. Bei etwa 1040 m werden die Tonschiefer von einer Störung abgeschnitten und stoßen an mürbe rosafarbene Sande, für den Talnamen wohl bezeichnend. In diesen Sanden tritt schöne Kreuzschichtung auf.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 167—170	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 167—170	Wien, März 1972

Das Permoskyth vom Penken (Zillertal)

Von M. PRAEHAUSER-ENZENBERG *)

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

Das Permomesozoikum des Penken-Gschößwandzuges bei Mayrhofen liegt als schmaler Streifen zwischen den Kalkphylliten der Schieferhülle und dem Innsbrucker Quarzphyllit; es ist ein Teil des unterostalpinen Rahmens des Tauern-Fensters, welches sich nach Westen in den Tarntaler Bergen, nach Osten in die Gerlos fortsetzt.

An der Basis der mesozoischen Schichtfolge liegen quarzitische Serien des Permoskyths, die wenigstens in der westlichen Fortsetzung über dem Quarzphyllit sedimentiert wurden. Am Penken ist der stratigraphische Verband Quarzphyllit-Mesozoikum nicht erschlossen. Eine intensive Falten- und Schuppentektonik hat hier zur Zerlegung in Teileinheiten geführt, wobei der Quarzphyllit nach E. KRISTAN-TOLLMANN eine selbständige Deckenmasse über dem Mesozoikum darstellt.

Tab. 1.

	Unterostalpine Schichtfolge nach KRISTAN-TOLLMANN	Schichtfolge im Exkursionsgebiet
Anis Skyth-Anis-Grenzniveau	Anis-Kalk und Muschelkalkdolomit Rauhwacke	Rauhwacke
Skyth	Quarzite und Quarzitschiefer	weißer Quarzit hellgrüne Quarzite mit rosa Quarzgeröllchen
	Grenze meist unscharf	
höheres Perm „Alpiner Verrucano“	feste grüne und grüngraue Quarzitschiefer grüne und grüngraue Serizit- quarzitschiefer und Quarzitschiefer mit glimmerreichen Lagen dunkle grüngraue sandige Phyllite	Subgrauwacken mit mehreren Geröllhorizonten Subgrauwacken variabler Zusammensetzung Serizit-Chlorit-Phyllit mit Erz und Calcit

Die Gesteine des „Alpinen Verrucano“ sind im Kern der Gschößwand-Sauwand-Falte (KRISTAN-TOLLMANN) im Astegger Wald aufgeschlossen. Es handelt sich um graue Serizitschiefer bis Phyllite, denen in dünnen Lagen Erz und Chlorit (Prochlorit) eingeschaltet sind. Wenn auch die Beteiligung von etwas Calcit in diesem Niveau die Möglichkeit einer sedimentären Chloritentstehung offen läßt, so spricht doch das reiche Auftreten von Chlorit und Erz in den tiefsten Schicht-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. MECHTHILD PRAEHAUSER-ENZENBERG, CH-4127 Birsfelden, BL, Fasanenstraße 11.

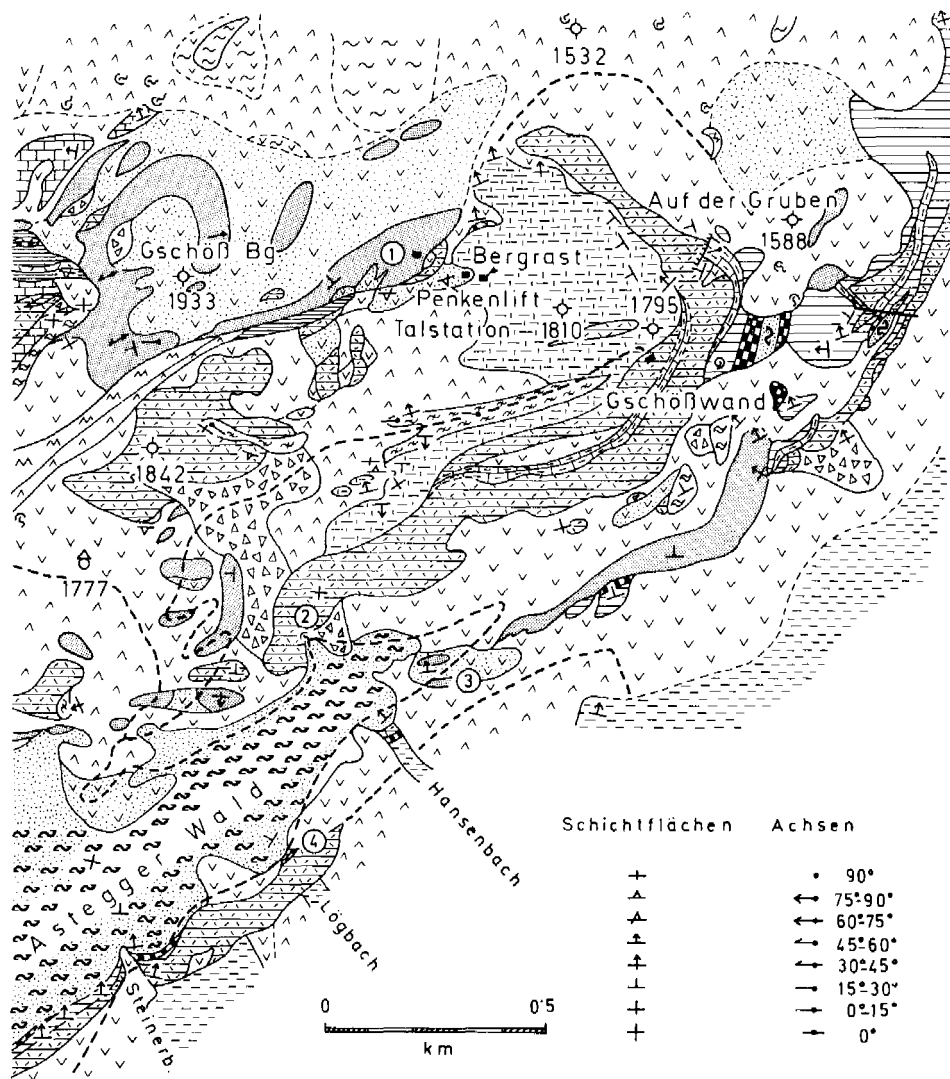
























Abb. 1. Ausschnitt aus der geologischen Karte des Penken-Gschößwandzuges (von E. KRISTAN-TOLLMANN).

	Fossilfundpunkt		
	Bruchlinie		
	Hangschutt		
	Bergsturzmasse		
	Moränenwall		
	Moränenschutt		
	Quarzphyllitboden mit Überstreuung		
	Quarzschuttboden m. Moränenüberdeckung		
	ausschl. Quarzschuttboden		
	Kalk	}	LIAS
	Dolomitschiefer	}	? KARN
	dünngeschichteter Dolomit	}	ANIS-LADIN
	dünn-schichtige bis schiefrige Lagen im Dolomit	}	ANIS-LADIN
	Muschelkalk-Dolomit	}	ANIS
	Dolomitschlierenkalk	}	ANIS
	Aniskalk	}	ANIS
	Rauhackenserie, Rauhacke	}	SKYTH-ANIS-Grenze
	Quarzit und Quarzitschiefer	}	SKYTH
	Alpiner Verrucano	}	höheres PERM
	Schiefer fraglichen Alters		
	Innsbrucker Quarzphyllit	}	PALÄOZOIKUM-UNTEROSTALPIN
	Bündner Schiefer	}	JURA (-U. KREIDE ?) PENNIN

UNTEROSTALPINES PERMO-MESOZOIKUM

gliedern eher für vulkanische Einflüsse im ursprünglichen Sediment. Dazu kommen tektonisch zu Flatschen ausgeschmierte Komponenten, die eventuell auf ursprüngliche Tuffgerölle zurückgeführt werden können. Petrographische Untersuchungen dieser Komponenten liegen aber noch nicht vor.

Über diesen Phylliten folgen gröberkörnige Sedimente mit den Hauptkomponenten Quarz, Feldspat und Serizit, nach deren prozentueller Beteiligung die Gesteine mit Huckenholz zu den Subgrauwacken und diesen nahe gelegenen Typen von Grauwacken zu stellen sind. Die starke Beteiligung von Feldspat ist bereits makroskopisch deutlich erkennbar (Aufschluß 1, 2, 4; siehe Abb. 1).

Bemerkenswert ist das Auftreten von Geröllhorizonten innerhalb der Subgrauwacken (Aufschluß 1). Die Gerölle, im Durchschnitt mit etwa 6 cm längstem Durchmesser, setzen sich hauptsächlich aus Restschottern, daneben aber aus Granitoiden Gesteinen („Granitgneis“) sowie Fuchsitflatschen und violetten Schiefnern zusammen. Kleine rosa Quarzgeröllchen treten erst in höheren Lagen häufig auf und nur die höchsten Teile des Permoskyths werden von weißen, sehr reinen Quarziten aufgebaut (Aufschluß 2 und 4).

Mit der zeitlichen Einstufung dieser Basisserien ist man hier wie allgemein im zentralalpinen Mesozoikum auf lithologische Vergleiche angewiesen.

Eine Gegenüberstellung des Permoskyths vom Penken mit jenem der benachbarten Tarntaler Berge zeigt, daß ein deutlicher Unterschied in der Schüttung bestand. Die Feldspat-Komponente nimmt zu den Tarntaler Bergen hin rasch ab, außerdem fehlen dort die Konglomeratlagen. Ein Ausgleich der Sedimentationsunterschiede ist erst mit dem hellen Skythquarzit erreicht. Die Konglomerate vom Penken ebenso wie die starke Feldspatschüttung weisen darauf hin, daß vor dem Einsetzen der karbonatischen Triassedimentation neben dem das Mesozoikum im Westen unterlagernden Quarzphyllit auch ein Kristallin bzw. Gesteine granitoider Zusammensetzung zur Erosion freigelegen haben. Diese sind uns aber heute im NW des Tauernfensters nirgendwo als Basis des Mesozoikums erschlossen (vgl. dagegen in den Radstädter Tauern).

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 171—174	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 171—174	Wien, März 1972

Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg)

Von H. MOSTLER **)

Mit 2 Abbildungen

Im Montafon zwischen St. Anton i. M. im N und Schruns im S treten an der Basis der sogenannten „Phyllitgneisdecke“ vorwiegend grobklastische Sedimente auf, die stratigraphisch den Zeitraum von ? Oberkarbon, Perm bis zur Skyth-Anis-Grenze umfassen. Diese annähernd E-W-streichende Serie (Abb. 1) weist im Detail eine recht bunte Zusammensetzung auf, die sich infolge der alpidischen Tektonik in ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge nur an wenigen Punkten einigermaßen gut erfassen läßt. Besonders empfindlich auf die Tektonik reagierten die mengenmäßig stark zurücktretenden feinklastischen Sedimente, doch erzielten die lithostratigraphischen Detailaufnahmen ein erstes, sicher noch modifizierbares Korrelationsschema.

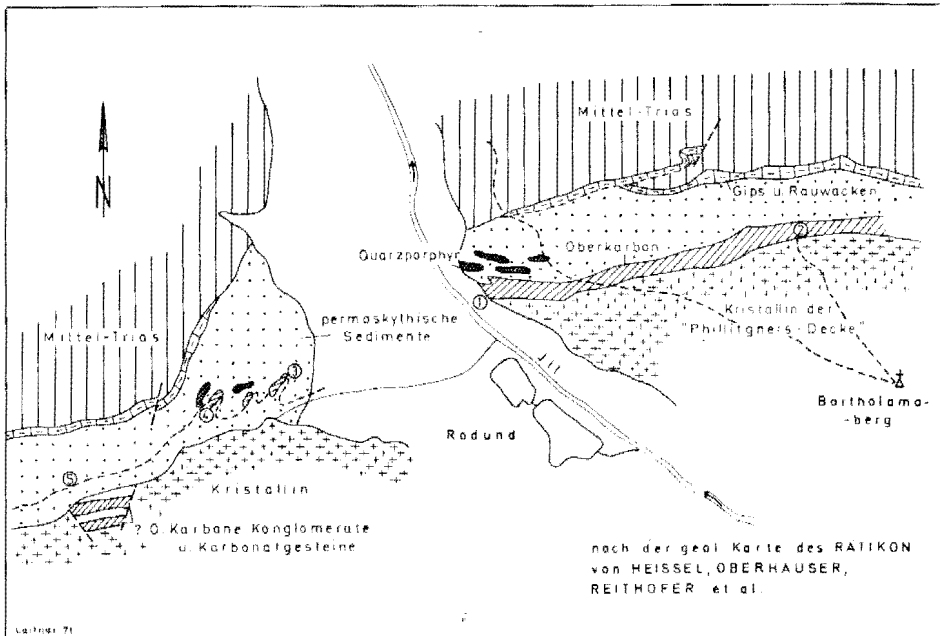


Abb. 1.

*) Die geologischen Untersuchungen wurden in dankenswerter Weise von der Vorarlberger Landesregierung subventioniert.

**) Anschrift des Verfassers: H. MOSTLER.

Gerade die starke Anfälligkeit für tektonische Beanspruchung dieser Sedimente brachte es mit sich, daß man sowohl zwischen den basalsten Schichtgliedern der postvariszischen Sedimente und der kristallinen Basis (Phyllitgneisdecke“) eine tektonische Linie erster Ordnung sah. Außerdem rechnete man bisher die vorwiegend dunkel gefärbten Sedimente dem Altpaläozoikum der Grauwackenzone zu und zog auch im Hangenden dieser, also im Bereich des Farbumschlages (dunkelgrau zu rot), eine weitere tektonische Linie, um so die vermeintlichen altpaläozoischen Anteile von dem mesozoischen (Sktyh) zu trennen. Die Untersuchungen des Verfassers erbrachten dem gegenüber völlig andere Ergebnisse, die im folgenden kurz festgehalten seien.

Das Kristallin der „Phyllitgneisdecke“ entspricht vollkommen den Metamorphiten der Silvrettaeinheit. Eine tektonische Abtrennung infolge einer geringfügigen Diaphthorese, die außerdem nicht an eng begrenzte Zonen gebunden ist, muß in dem betrachteten Raum abgelehnt werden. Selbst die permokarbonen, sicher präskythischen Diabasgänge sind in beiden Einheiten anzutreffen. Sie stellen überhaupt den Schlüssel zum Verständnis der variszisch zusammengehörenden Einheit dar (der Verfasser geht darauf in einer eigenen Arbeit ein). Die ? oberkarbonen Konglomerate, die ortsweise ohne nachweisbare Störung die Metamorphite übergreifen, setzen sich ausschließlich aus Komponenten zusammen, die dem darunterliegenden Kristallin entsprechen.

Nur örtlich, z. B. im Silbertal, finden sich im basalsten Abschnitt der Transgressions-Serie verkieselte Hölzer mit einem Durchmesser von 20—30 cm. Die von Prof. Dr. K. MÄGDEFRAU in dankenswerter Weise durchgeführten Bestimmungen erbrachten, daß es sich hierbei um Gymnospermenhölzer handelt. Eine Entscheidung, ob Oberkarbon oder Perm vorliegt, ist mittels Gymnospermenhölzern nicht zu treffen, da die wichtigsten „Holzlieferanten“, die Cordaiten, vom Unterkarbon bis Ende des Rotliegenden durchgehen.

Ein Teil der Geröllkomponenten zeigt diaphthoritische Erscheinungen, womit ein eindeutiger Beleg für eine variszische Diaphthorese dieses Abschnittes gegeben ist. Somit bilden die Konglomerate einen Transgressionshorizont über einen variszisch metamorphen (z. T. schon retrograd metamorph) Untergrund, wobei die alpidische Tektonik auf weiten Strecken diese Schwächestelle nützte (primär sedimentärer Kontakt, tektonisch auf weite Strecken disloziert).

Die auf den Konglomeraten folgenden Sedimente bzw. dazwischengeschalteten mittel- bis feinkörnigen Gesteine (siehe Profilsäulen, Abb. 2) sollen noch kurz gekennzeichnet werden. Es handelt sich meist um graue sandige Tonschiefer bzw. hellglimmerführende Sandsteine, deren Hauptkomponenten Quarz, Glimmer bzw. Phyllosilikate und Feldspäte bilden, die im Diagramm nach HUCKENHOLZ (1963) zum überwiegenden Teil als Subgrauwacken ausgewiesen werden konnten. Daneben fallen noch sandige schwarze Tonschiefer an, deren Millimeterschichtung auf ein Alternieren von tonigen (kohlig pigmentierten) Lagen und Quarz-Hellglimmer-Lagen zurückgeht. Ortsweise tritt eine Karbonatkomponente hinzu, die sich vor allem in Form von kleinen konkretionären Bildungen äußert. Diese schwarzen, sandigen Tonschiefer sind es, die immer mehr Karbonat aufnehmen und schließlich in gleichfarbige laminierte Dolomite überleiten. Trotz einer nicht unbedeutenden Umkristallisation findet sich eine Korngrößenabnahme

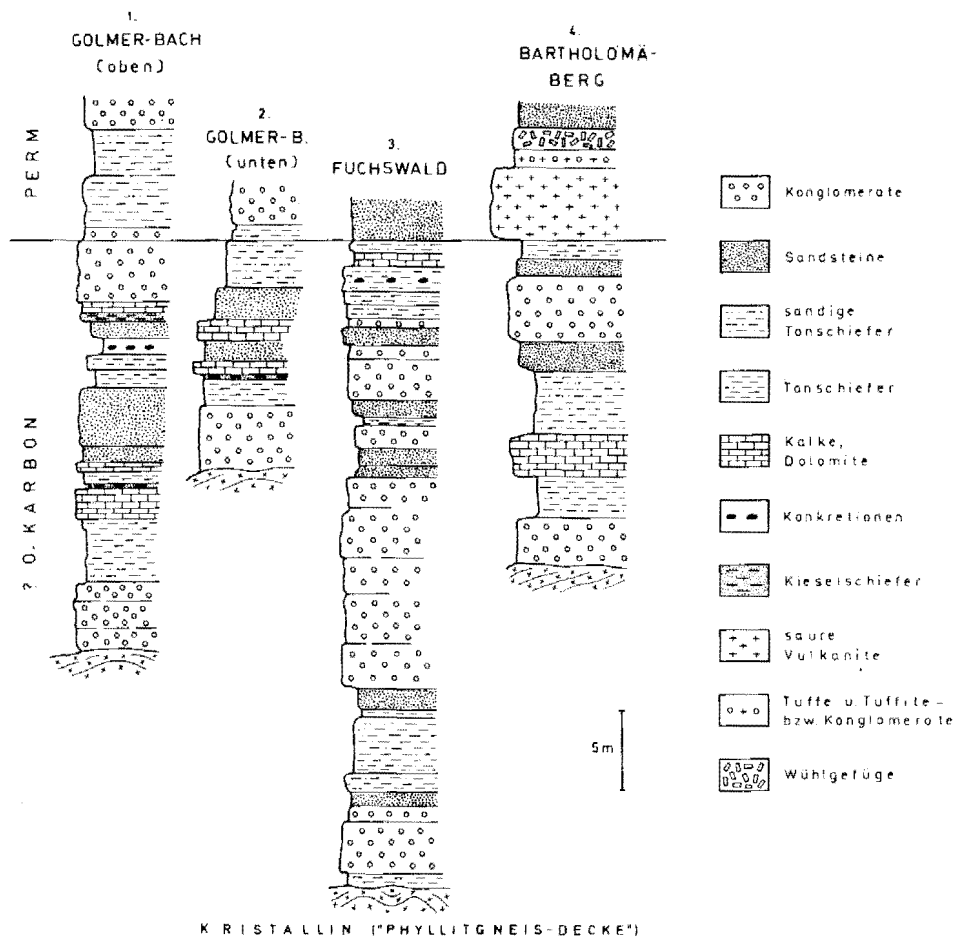


Abb. 2.

von unten nach oben in den einzelnen Millimeterlagen, wobei der Korngrößenwechsel durch die schwarze Pigmentierung am Ende jeder Lage den Rhythmus noch unterstreicht. Quarz und Feldspatdetritus kann in diesen Dolomiten bis zu 30% betragen. Finden wir in den schwarzen sandigen Tonschiefern einerseits das primär sedimentäre Übergangsglied zu den Karbonatgesteinen, so spielt andererseits dasselbe Sediment auch noch eine Rolle als Vermittler zu den kieseligen Schiefern bzw. Kieselschiefern. Auch innerhalb der Kieselschiefer findet sich immer noch etwas Quarz und Glimmereinstreuung. Biogene fehlen. So sind gerade die kieseligen Schiefer bis Kieselschiefer mit den laminierten Dolomiten (selten dolomitische Kalke) ein wichtiger Leithorizont geworden. Während in den laminierten Dolomiten bisher nur Ostrakoden und Pflanzenreste gefunden wurden, konnten in den dolomitischen Kalken (pelletführende Mikrite) Foraminiferen nachgewiesen werden. Es handelt sich um Vertreter der Tetrataxidae, die

nach der bisherigen Literatur erst ab dem Karbon auftreten, wie Dr. W. RESCH, der die Foraminiferen determinierte, mir freundlicherweise mitteilte.

Über der eben beschriebenen dolomitisch-kalkig-kieseligen Schichtfolge treten durchwegs gröberklastische Sedimente auf, die z. T. in höheren Partien bereits eine Rotfärbung aufweisen. Im allgemeinen setzen sonst einige Meter danach rotgefärbte Sedimente vom Typ „Grödener Sandstein“ ein, die oft an der Basis Vulkanite führen. Es sind Quarzporphyre bis quarzreiche Quarzkeratophyre mit eutaxitischen Gefügen und Quarzporphyrtuffe-Tuffite (mit Lapilli, z. T. auch basischen Feldspatgesteinen).

Die sauren Vulkanite wurden von O. REITHOFER (1955) als Ganggesteine aufgefaßt. Nun konnten diese aber als echte Vulkanite, Tuffe und Tuffite mit Konglomeraten, deren Komponenten die gleiche Zusammensetzung aufweisen wie der darunterliegende Vulkanismus, erkannt werden, bei denen es sich um synd sedimentäre Einschaltungen von sauren Laven bzw. „Ignimbriten“ handelt. Die darüberfolgenden Sedimente — die teilweise ganz den Grödener Sandsteinen entsprechen, mit ortweise starker Durchwühlung („Stopfgänge“), vereinzelt großen Holzresten, in höheren Lagen mit Kalk-Dolomit-Konkretionen, die noch nicht genau untersucht wurden, teils handelt es sich um Quarzfeldspatsandsteine — müssen z. T. wohl schon in das Skyth gestellt werden. Eine Abtrennung des permischen Anteiles ist infolge Fossil mangels nicht möglich, soll aber mit Hilfe von Pollen versucht werden. Diese höhere rund 300 m mächtige Serie, die an der Basis saure Vulkanite führt, wird von einem Gips-Dolomit-Horizont, der dem Skyth-Anis-Grenzniveau zuzurechnen sein dürfte, abgeschlossen.

Die transgressiv das Kristallin überlagernden postvariszischen Sedimente sind zum Großteil aquatisch entstanden, wobei marine Ingressionen sich kurzzeitig auswirkten; für die höheren Anteile (Rotsedimente) liegen noch zuwenig Daten vor, um zu entscheiden, ob terrestrische — gegenüber aquatischen Bildungen vorherrschen. Infolge Bioturbation, horizont-gebundener Konkretionen wird z. T. wohl auch hier einer aquatischen Bildung der Vorzug gegeben.

Paläogeographische Ausdeutung, tektonische Schlußfolgerungen sowie eine ausführliche Beschreibung der postvariszischen Sedimente und deren Vererzung sind einer eigenen Arbeit vorbehalten.

Literatur

- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., & REITHOFER, O.: Geologische Karte des Rhätikon. — Geol. B.-A., Wien 1965.
- HUCKENHOLZ, G.: Der gegenwärtige Stand in der Sandsteinklassifikation. — Fortschr. Min. 40, 1963.
- REITHOFER, O.: Bericht 1955 über Aufnahmen auf den Blättern Feldkirch (141) und Schruns (142). — Verh. Geol. B.-A., Wien 1965.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 175—179	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 175—179	Wien, März 1972

Die Exkursion in den Dolomiten

VON R. DAL CIN & P. LEONARDI *)

Mit 1 Abbildung

Allgemeines: Das Waidbrucker Konglomerat (ein von der stratigraphischen Kommission des italienischen Geologischen Dienstes 1968 eingeführter Terminus für die bisher als „Alpiner Verrucano“ oder „Basalkonglomerat“ bezeichneten Bildungen) liegt zwischen dem Kristallinsockel und den Vulkaniten der Bozener Quarzporphyrtafel. Es wurde von den meisten Autoren ins untere Perm eingestuft, von einigen zur Gänze oder teilweise ins obere Karbon gestellt. Es ist lokal und mit stark variierender Mächtigkeit (max. 200 m, im allgemeinen übersteigt es nicht 50 m) hauptsächlich längs der Grenzen der Dolomitenregion aufgeschlossen (Sextental, Pustertal, Comelico, Grödner und Eisacktal, Val Sugana, Agordino).

Die Farbe der Formation ist allgemein graugrün, in einigen Aufschlüssen jedoch, besonders in höheren Lagen auch rotbraun. In tieferen Lagen weist das Konglomerat wirre Lagerung auf (Grödner Tal, Villnößtal), in höheren Anteilen vorwiegend grobe Schichtung. Die Dimensionen der Gerölle sind ziemlich variabel, überschreiten aber gewöhnlich nicht 40—60 cm; an einigen Stellen jedoch (Grödner Tal, Villnößtal) treten auch Komponenten auf, die eine Länge von 2 m überschreiten. Der Anteil der Gerölle mit einer Länge von ≥ 1 cm beträgt gewöhnlich mehr als 50 Volumprozent. Besonders in höheren Lagen sind häufig linsenförmige Einschaltungen grobkörnigen Sandsteins nicht selten. Der Grad der Klassierung der Konglomerate ist immer niedrig, besonders im Villnößtal, Grödner Tal, Comelico und Agordino.

Das Waidbrucker Konglomerat stammt fast ausschließlich aus der Erosion des darunterliegenden Kristallinsockels. Daraus ergibt sich eine Zusammensetzung vorwiegend aus Quarz-, Quarzit-, Paragneis-, Phyllit- und Porphyroidgeröllen. Der Prozentsatz an Quarzgeröllen variiert stark; er reicht von 50 bis 80 Prozent im Val Sugana und bei Innichen, von 10 bis 30 Prozent im Villnößtal, Grödner Tal, Agordino, Comelico, der Rest wird von Kristallingeröllen repräsentiert. In den höchsten Lagen einiger Aufschlüsse des Waidbrucker Konglomerates können— allgemein in kleinerem Prozentsatz — auch Gerölle von Effusivgesteinen und Pyroklastika auftreten, die aus der Erosion der ersten Produkte des Bozener Vulkanismus stammen. Die Zurundung der Quarzgerölle ist von Zone zu Zone sehr verschieden; sie ist im Sextental und im Val Sugana mittelmäßig, im Grödner Tal, im Villnößtal, im Sextental und Val Sugana sehr niedrig.

*) Anschrift der Verfasser: Prof. P. LEONARDI und Prof. R. DAL CIN, Istituto di Geologia dell'Università di Ferrara, C. so Ercole I d'Este 32.

Im gesamten gesehen, weist das Konglomerat sehr geringe Reife auf, sowohl im Bereich der in E-W-Richtung angeordneten Aufschlüsse des Comelico, des Villnößtales und des Grödner Tales als auch im Agordino; am NE-Rand (Innichen) und am SW-Rand der Dolomiten (Val Sugana) ist die Reife hingegen mittelmäßig.

Abschließend läßt sich aus der Textur der Ablagerungen ihr kontinental-fluviatiler Ursprung ersehen. Das Konglomerat stammt aus der subaerischen Abtragung des Orogens; in manchen Fällen auch von der Erosion der ersten Produkte vulkanischer Tätigkeit im Perm. Der Transport und die Ablagerung des Materials erfolgte im allgemeinen unter ausgeprägten Wildbachbedingungen in Einschnitten und Senken in den beschriebenen kristallinen Schiefen, häufig mit starkem Gefälle. Was die Aufschlüsse von Innichen und dem Val Sugana anbelangt, so müssen dort die Wasserverhältnisse ruhiger und der Transportweg länger gewesen sein; der Wirkungsgrad der Strömung war jedenfalls hoch und die Wasserläufe durch plötzliche Änderungen der Strömungsgeschwindigkeit ausgezeichnet.

Das Waidbrucker Konglomerat ist, häufig mit Winkeldiskordanz, an einer Erosionsfläche dem kristallinen Grundgebirge aufgelagert, das hauptsächlich aus Phyllit, Paragneis und untergeordnet aus Porphyroid besteht. Es wird konkordant von den Vulkaniten des Bozener Quarzporphyrs bedeckt, bestehend aus einem tieferen Komplex (rhyodazitische Ignimbrite mit Andesit- und Rhyolithlaven und deren Tuffen) und aus einem höheren Komplex (Rhyolithignimbrite und rhyodazitische Ignimbrite, Lava und dazitische, rhyodazitische und rhyolitische Tuffe). Die mittlere Mächtigkeit dieser Vulkanite beläuft sich auf 1000—1500 m; sie kann aber 2000 m übersteigen. An der Basis der Vulkanite, über dem Waidbrucker Konglomerat findet sich häufig ein sedimentär-pyroklastischer Komplex aus Tuff, Tuffsandstein, Tuffbrekzie und Konglomerat, letzteres vorwiegend aus vulkanischen Geröllen.

Über den Vulkaniten folgt konkordant der Grödner Sandstein (mittleres Perm). Es handelt sich um einen Sandsteinkomplex (hauptsächlich Feldspatsandsteine, untergeordnet Grauwacke und Arkose) von roter, rot-gelblicher und grauer Farbe, vorwiegend fluviatilen Ursprungs. Die Mächtigkeit variiert zwischen 0 und 400—600 m; die mittlere Mächtigkeit bewegt sich zwischen 150—200 m. Gegen das Hangende der Serie finden sich häufig Siltite, während an der Basis manchmal eine rote Konglomeratlage auftritt (Grödner Konglomerat) die dem Waidbrucker Konglomerat ähnlich, aber sicherlich jünger als die Vulkanite der Bozener Porphyrtafel ist. Diese, im allgemeinen wenige Meter mächtige Lage erreicht im Sextental und Comelico auch 200 m Mächtigkeit. In diesen Zonen führt sie neben Quarz-, Kristallin- und Eruptivgeröllen auch solche von Fusulinenkalk aus der Trogkofelformation. Im allgemeinen beginnt die Sedimentation im unteren Perm und setzt sich bis zum Anfang des oberen Perm in einem Gebiet fort, das fortschreitender Abtragung unterlag und in dem ausgedehnte Eruptivdecken zur Ablagerung gelangten.

Zu Beginn des oberen Perm wurde das Gebiet der Dolomiten schließlich, von E her, vom Meer überflutet. Der Grödner Sandstein wurde von Eindampfungssedimenten und Ablagerungen küstennahen Meeres (Gips, Zellendolomit, Ton-

gesteine) sowie von neritischen Kalkablagerungen überlagert (im NE-Teil des Gebietes) (Bellerophonschichten).

1. Tag

Wegbeschreibung: Bozen, Trient, Vetriolo, Feltre, Pieve di Cadore.

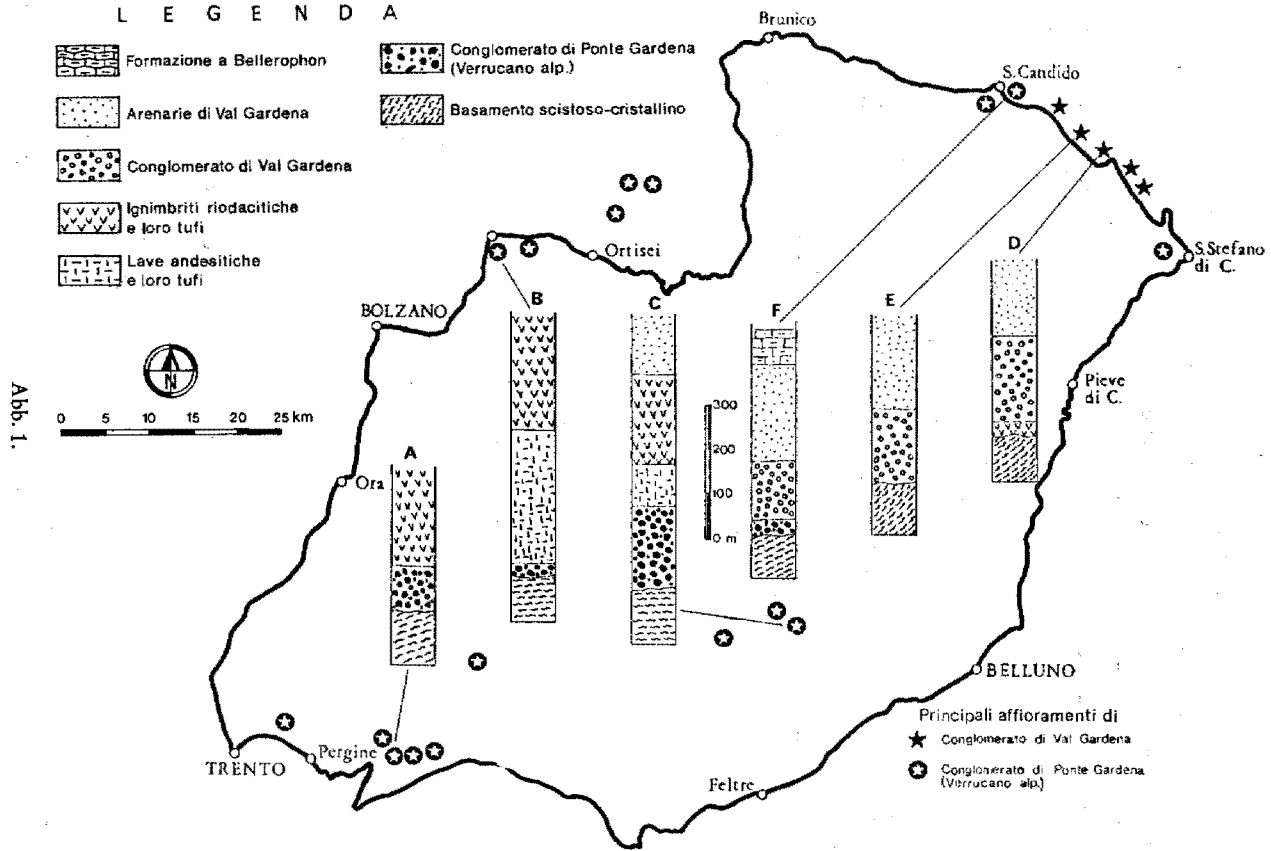
Von Bozen bis Neumarkt wird die Straße vom mächtigen Bozener Quarzporphyr begleitet. Es handelt sich vorwiegend um rhyolithische Ignimbrite, die auch in Steinbrüchen gewonnen werden. Von Neumarkt bis Trient begleiten uns hauptsächlich triadische Gesteine (Hauptdolomit, Dolomit der Ladinischen und Karnischen Stufe, Werfener Schichten). Von Pergine bis zum M. Panarotta fährt man auf metamorphem Untergrund (vorwiegend aus Porphyroid, Paragneis und Phyllit bestehend), auf dem das Waidbrucker Konglomerat (alpiner Verrucano) liegt, das einen unzusammenhängenden, tektonisch gestörten Gesteinsstreifen von schwankender Mächtigkeit (max. 150 m) aufbaut, der den Höhenzug Cima di Mezzodi—M. Collo umgibt. Am Hang des M. Fravort erreicht das Konglomerat eine Mächtigkeit von 20—140 m und erfüllt alte Depressionen innerhalb des Phyllites (Fig. A in Abb. 1). Die Schichtung ist ziemlich undeutlich, die Färbung grau und grau-grün. Sandige Zwischenlagen sind nicht selten, besonders gegen das Hangende hin. Es sind Geröllpflaster (PAVAGE) und Kreuzschichtung zu sehen. Das Konglomerat besteht aus Quarzgeröllen (45—80 Prozent) und Elementen kristalliner Schiefer (55—20 Prozent); gegen das Hangende können auch vereinzelt vulkanische Komponenten auftreten. Die Gerölle übersteigen gewöhnlich nicht eine Länge von 10—20 cm; die größten beobachteten Dimensionen betragen 70 cm. Der Anteil der Gerölle mit einer Länge ≥ 1 cm liegt vorwiegend bei 50—60 Volumprozent. Die Zurundung der Quarzgerölle beläuft sich auf etwa 110, Disymmetrie auf 600, die Abplattung auf 1,90. Das Konglomerat, sicher fluviatilen bis wildbachartigen Ursprungs, wird von pyroklastischen Lava- und klastischen Formationen der unteren Gruppe der Vulkanite der Bozener Porphyrtafel überdeckt.

Von Levico bis Feltre quert man vorwiegend obere Trias, Jura und Kreide; von Feltre nach Belluno fährt man durch den Kern einer großen Synklinale aus Tertiärgestein; von Belluno nach Pieve di Cadore quert man hauptsächlich Jura und triadische Gesteine (Hauptdolomit).

2. Tag

Pieve di Cadore, Innichen, Bruneck, Corvara, St. Ulrich, Bozen.

Die Straße Pieve di Cadore—S. Stefano di Cadore quert vorwiegend permische und triadische Gesteine. Bei S. Stefano liegen erste Grundgebirgsaufschlüsse mit lokaler Auflagerung von Grödner Sandstein vor. Nach Padola sind schöne Aufschlüsse des Grödner Konglomerates zu sehen (das zwischen Grödner Sandstein und Quarzporphyr liegt), besonders im Bereich des Kreuzbergpasses (Fig. D). Das Konglomerat besteht hier aus Quarzgeröllen, Geröllen von kristallinen Schiefen und Eruptivgesteinen sowie von rotem Sandstein und Kalk (vorwiegend in den unteren Schichten). Der Kalk ist bisweilen dolomitisch, rot, rosa, grau und weiß und fossilreich — hauptsächlich Fusulinen und untergeordnet Korallen. Diese Gerölle stellen nach ihren lithologischen und faunistischen Merkmalen subärische



Erosionsprodukte des Trogkofelkalkes (mittleres Perm oder obere Sakmara-Stufe) und der hangenden Tarviser Brekzie dar, die in den benachbarten Karnischen Alpen entwickelt sind. Das Grödner Konglomerat ist demnach jünger als die beiden erwähnten Bildungen.

Jenseits des Passes, im Sextental, sind der rötliche Grödner Sandstein und das Grödner Konglomerat mächtig aufgeschlossen (Fig. E). In diesem werden, nach dem Dorf Sexten, die Sandstein- und Kalkgerölle recht selten.

Das Waidbrucker Konglomerat (alpiner Verrucano) ist bei Innichen (Fig. F) in 30 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Es ist graugrün, grob geschichtet, mit einigen linsenförmigen grobkörnigen Sandsteinzwischenlagen. Man sieht Kreuzschichtung und dachziegelförmige Anlagerung der Gerölle. In den Konglomeratlagen beträgt der prozentuelle Anteil der Gerölle mit einer Länge ≥ 1 cm 60—70 Prozent. Das Konglomerat besteht ausschließlich aus Quarzgeröllen (45—60 Prozent) und Geröllen kristalliner Schiefer (40—55 Prozent). Die Bearbeitung der Gerölle ist mäßig. Die Zurundung der Quarzgerölle beträgt 180, die Disymmetrie 590 und die Abplattung 1,50.

Von Innichen bis Bruneck und weiter nach S. Martin im Gadertal ist hauptsächlich das kristalline Grundgebirge aufgeschlossen. In S. Martin im Gadertal liegt längs der Straße ein schöner Aufschluß von Grödner Sandsteins (200 m mächtig). Er besteht aus einem unteren groben Teil (50 m) (M_z 0,50—0,35 mm) von rot-gelblicher Färbung mit ebener Parallelschichtung, einem mittleren, etwas feinkörnigeren Teil (100 m) (M_z zwischen 0,25—0,12 mm) von grau-grünlicher Färbung, mit häufiger Kreuzschichtung und Erosionsrinnen, schließlich aus einem oberen Teil (50 m) von rötlicher Farbe, vorwiegend aus Siltit. Der untere und mittlere Anteil entsprechen der Ablagerung eines Gerinnes mit nach oben zu zunehmender Schwingung des Wasserlaufes, der obere Anteil stellt eine flächenhafte Hochwasserablagerung dar.

Im Gadertal und im Grödner Tal stößt man, der Reihe nach, auf mesozoische und permische Gesteine (Bellerophonschichten, Grödner Sandstein, rhyolithische Ignimbrite) und auf das metamorphe Grundgebirge. In Waidbruck ist der Verrucano mit maximal 40 m Mächtigkeit (Fig. B) aufgeschlossen. Hier ist das Konglomerat, das einen weiten Einschnitt in den Schiefnern ausfüllt, wesentlich weniger reif als im Val Sugana und bei Innichen; es ist grau, in mittleren Lagen aber auch rötlich. Es ist wirr gelagert und grobkörnig, namentlich im tieferen Anteil, wo einzelne Blöcke gelegentlich eine Länge von über 1,5 m erreichen. Das Konglomerat besteht vorwiegend aus Kristallin- (65—80 Prozent) und Quarzgeröllen (35—10 Prozent); nach oben zu treten vereinzelt Andesit-, Porphy- und Tuffgerölle auf. Die Bearbeitung der Gerölle ist schwach: die Zurundung der Quarzgerölle beläuft sich auf 100, das Längen-Breiten-Verhältnis auf 640, die Abplattung auf 1,50. Das Konglomerat wird konkordant von Tuff, Tuffsandstein, Lava und Konglomerat überlagert, das hauptsächlich aus Geröllen vulkanischer Gesteine der unteren Abteilung des Bozener Quarzporphyrs besteht.

Von Waidbruck bis Bozen quert man hauptsächlich den metamorphen Untergrund und rhyodazitische Ignimbrite. Man sieht einige Aufschlüsse von roten Konglomeraten, vorwiegend aus Eruptivgeröllen, die wahrscheinlich klastische sedimentäre Einlagerungen innerhalb des Bozener Quarzporphyrs darstellen.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 181—182	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 181—182	Wien, März 1972

Eindrücke aus Besichtigung und Diskussion Wien — St. Johann

(Zusammenfassende Einleitung zur Diskussion in Mayrhofen am 19. 9. 1969.)

Von E. CLAR *)

Mit 1 Tabelle

In der Mehrzahl der besuchten Lokalitäten läßt die postvariszische Transgressionsfolge einen Aufbau aus 2 entwicklungsgeschichtlich unterscheidbaren Abschnitten erkennen:

1. Unter der marinen Trias mit Übergang in diese liegt ein Komplex, in dem die bisherigen Untersuchungen keine größere Schichtunterscheidung haben nachweisen lassen und der je nach lithologischer Ausbildung, metamorpher Beeinflussung und geographischer Lage als Buntsandstein, Werfener Schichten, Permoskyth-sandstein, Semmering-Lantschfeld-Ladiser Quarzit, im S auch Grödener Sandstein kartiert worden ist.

In der Diskussion bleibt offen, ob grobe Lokalschuttbildungen an der Basis (die auch mehrfach als Verrucano ausgeschieden worden sind), wie die kalkigen Prebichl-Breccien, Brunnsinkbreccie usw., abgetrennt werden müssen.

Dieser höhere Abschnitt ist in der orogengeschichtlichen Entwicklung als eine, den Übergang von der kontinentalen zur marinen Sedimentation vermittelnde Schichtgruppe dem Verrucano typico oder dem Verrucano briançonnais vergleichbar, dem letzteren wohl auch stratigraphisch äquivalent.

2. An den besuchten Lokalitäten (siehe Tabelle) ist zwischen diesen Formationen und dem variszischen Untergrund eine zweite detritische Schichtgruppe abtrennbar, in der neben Feinsedimenten wenigstens ein Teil der Grobschüttungen durch streng lokale Herkunft gekennzeichnet ist und in der z. T. auch saure Vulkanite nachgewiesen sind.

Kartiert sind diese Schichten an den Lokalitäten . . . (siehe Tabelle).

In den Ostalpen ist es zweckmäßig oder notwendig, diese Schichtgruppe trotz gewisser paläogeographischer und lithologischer Differenzierung unter einem übergeordneten Begriff zusammenzufassen. Sie entspricht gut der korrigierten, von A. TOLLMANN am Beginn dieses Symposiums vorgetragenen Definition eines „alpinen Verrucano“ ohne Bindung an die dabei angenommene Alterseinstufung.

Diese Schichtgruppe bildet innerhalb des Perm und nach oben abgrenzbar einen Reliefausgleich durch kontinentale Sedimente (Rotliegend!); sie ist in der

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. E. CLAR, Geologisches Institut der Universität, 1010 Wien, Universitätsstraße 7.

orogengeschichtlichen Entwicklung vom Verrucano typico unterschieden. Die Teilnehmer des Symposion sehen demgemäß in den Ostalpen keine Notwendigkeit, auf diese Schichtgruppe weiter den Begriff „Verrucano“ anzuwenden. Es wird vorgeschlagen, sie als Formation vorläufig unter den verschiedenen lokalen Bezeichnungen zu kartieren, aber unter dem Sammelbegriff „kontinental-detritisches Perm“ zusammenfassen.

Lokalitäten	Jüngerer Abschnitt i. d. gen. Position d. Verrucano typico	Alterer Abschnitt äquivalent „Ponte Gardena“ (Waidbruck) u. „Verr. alpino“
1. Klamm-Semm.	Semmering Qu. + Rötsch.	Tattermannsch.
2. Dürrkgl.-Semm.	Semmering Qu. + Rötsch.	
3. Weinweg	Semmering Qu. + Basisgrobsch.	ddr. S. Sch. + Porph. Arkoseschiefer-Breccien-Porph.-S.
4. Feistritzwald	Semmering Qu. i. Fortsetzung	detrit. Phyllite + Kgl. Tuffe Arkoseschiefer-Breccien-Porph.-S.
5. Prebichl	Prebichl Sch.	?Kalkbreccie?
6. Kaisersberg	Semm.-Qu.	detrit. Serizitsch.
7. Christophberg	„Permoskythsdst.“	Serie d. roten Tone u. Grobschüttungen + Vulk.
8. Naßfeld	Werf.-Bellerophonsch.	sandig-marine Entw.
9. Laas	Werf.-Buntsdst.	Serie v. Laas/rote Tone
10. Simmerlach	Buntsdst.	
11. Großglockner	plattige hellgrüne Quarzite	Arkoseschiefer Arkosegneise z. T. mit Porphygeröllen
12. Brunnsink	Buntsandstein	?Kalkbreccien?
13. „Kaiser“-Basis N Ellmau	Buntsandstein	Schichten von Söll = (bunte Fanglomerate)

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 183—184	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 183—184	Wien, März 1972

Zur Verwendung des Begriffes „Verrucano“ (s.l.) in den Schweizer Alpen

VON R. DÖSSEGGER & R. TRÜMPY *)

1. Zwischen datiertem Oberkarbon bzw. präoberkarbonem Grundgebirge und datierter karbonatischer Trias liegen in den Schweizer Alpen vielfältige, detritische und meist kontinentale Formationen. In bezug auf ihre paläotektonische Stellung gehören sie einerseits der Endphase des herzynischen (variszischen) orogenen Zyklus an; andererseits entsprechen sie detritischen Bildungen, welche die Transgression der triadischen Meere über ein schon weitgehend eingeebnetes herzynisches Relief einleiten.

Es wird zu diskutieren sein, ob ein oder zwei Termini im Sinn von lithostratigraphischen Gruppen (groups) für diese Serien im Bereich der gesamten Alpen anwendbar und nützlich seien.

2. Beim Vergleich mit „Flysch“ (TREVISAN, 1969) muß berücksichtigt werden, daß in den Alpen (inkl. Apennin und Karpaten) Flysch in erster Linie einen Sammelbegriff für lithostratigraphische Gruppen darstellt. Erst sekundär ist dieser Terminus als weltweite, altersunabhängige Magnafazies verwendet worden. Eine Ausweitung des Begriffes „Verrucano“ auf Gebiete außerhalb der mediterranen Kettengebirge ist bestimmt nicht wünschbar.

3. Im Prinzip ist es sicher richtig, daß man oft spätherzynische („prä-saalische“) und frühalpine („post-saalische“) Formationen auseinander halten kann. Im Gelände ist diese Unterscheidung aber oft viel weniger augenfällig als im Lehrbuch. Wichtige Anteile der erwähnten Serien lassen sich nicht eindeutig der einen oder anderen Gruppe zuordnen: Obere Anteile des Glarner Verrucano, „Néopermien“ der Westalpen, Formationen des Münstertaler Verrucano, Grödener Sandstein bzw. Verrucano lombardo. Man darf den sauren Vulkanismus nicht a priori als Zeitmarke ansprechen. Auch die Abgrenzung des „oberen Verrucano“ gegen den Tiroler Buntsandstein und andere analoge Formationen ist meist sehr undeutlich.

4. Eine Terminologie, welche chronostratigraphische Begriffe für lithostratigraphische Einheiten verwendet, ist nicht akzeptabel, jedenfalls soweit sie neu zu schaffende Namen betrifft. Die Gruppenbezeichnung „kontinental-detritisches Perm“ ist abzulehnen, auch schon in Anbetracht der äußerst mangelhaften Datierung dieser Serien.

5. Mit der neuen Fassung von TOLLMANN'S Definition eines „alpinen Verrucano“ können wir uns im Prinzip einverstanden erklären. Einzig den Passus

*) Anschrift der Verfasser: cand. geol. R. DÖSSEGGER & Prof. Dr. R. TRÜMPY, Eidgen. Technische Hochschule, Geolog. Institut, CH-8006 Zürich, Sonneggstraße 5.

„unter aridem Klima gebildete“ möchten wir ausklammern, da dies oft nicht beweisbar ist und da einige hierzu gehörige Formationen eher auf semiarides bis semihumides Klima hinweisen (z. B. untere Anteile des Glarner Verrucano).

6. Eine Abschaffung des Begriffes „Verrucano“ für den Glarner Verrucano u. dgl. ist in der Schweiz aus praktischen Gründen kaum mehr möglich. Er ist, wie „Flysch“ und „Molasse“, bis zur Gymnasial- und Sekundarschulstufe hinab ins „Volksbewußtsein“ gedrungen, so daß seine Ersetzung — wofür einzig die von OSWALD HEER vorgeschlagene Bezeichnung „Sernifit-Gruppe“ in Frage käme — etwa 40 Jahre beanspruchen würde.

Es wird sich deshalb kaum vermeiden lassen, daß wir weiterhin „Glarner Verrucano“ oder „Münstertaler Verrucano“ als regionale, lithostratigraphische Gruppenbezeichnungen verwenden, wobei wir uns natürlich im klaren sind, daß diese Serien mit dem Verrucano der Typuslokalität wenig gemeinsam haben.

7. Eine allgemeinverbindliche und logisch rigorose Statuierung von Begriffen für die „spätherzynischen“ bzw. „frühalpinen“ detritischen Ablagerungen halten wir für gefährlich, da sie zur irrtümlichen Einreihung von Formationen in die eine oder andere Gruppe führen kann und da sie die Existenz der bestimmt vorhandenen Übergangsglieder ausklammert. Umschreibungen sind vielleicht schwerfälliger, aber besser den jeweiligen Gegebenheiten angepaßt. Auch der ausgesprochen lokale Charakter vieler (älterer) „Verrucano“-Becken spricht gegen eine überregionale Terminologie.

Verh. Geol. B.-A.	Jahrgang 1972	S. 185—186	Wien, März 1972
Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	20. Bd.	S. 185—186	Wien, März 1972

Stellungnahme zur Verwendung des Begriffes „Verrucano“

Von H. FALKE *)

Wenn ich meine Kenntnisse über die besuchten Aufschlüsse in den kontinentalen Schichten des Permokarbon bis zur Permtrias in dem Apennin, den West- und Ostalpen zusammenfasse und sie mit dem kontinentalen Perm Mittel- und Westeuropas vergleiche, so komme ich vorläufig zu folgender Ansicht:

Der „Verrucano“ am locus typicus, d. h. bei Verruca, stellt eine sedimentäre Abfolge dar, die sich kontinuierlich von noch zum Teil kontinental beeinflussten Ablagerungen zu marinen Sedimenten entwickelt. Ihre ununterbrochene Entstehung fällt also in die Übergangszeit zwischen einer kontinentalen und nunmehr zunehmend marinen Sedimentation. Infolgedessen weist die Zusammensetzung usw. dieser Sedimente kaum oder überhaupt nicht mehr Merkmale auf, wie sie für intramontane Becken bei der Existenz eines durch eine Tektonik wiederholt belebten Reliefs und weiterer hiermit verbundener Begleitumstände charakteristisch ist.

Die obigen Aussagen treffen innerhalb der Alpen durchaus auf jene Sedimenteinheiten zu, deren Alter bisher als cotriassisch oder zum Teil auch permotriassisch angegeben wird, und zwar so weit, als sie eine kontinuierliche Entwicklung zu den Schichten der Trias erkennen lassen. Sie können mit einem Basiskonglomerat beginnen wie z. B. der „Verrucano brianconnais“. In ihrer Zusammensetzung jedoch wie in ihrer räumlichen Verbreitung zeigen sie nicht mehr die Vielfalt milieubedingter Eigenschaften wie sie die hier und dort in ihrem Liegenden auftretende Füllung der intramontanen Becken aufzuweisen hat. Aus den bisher genannten Gründen können sie also als dem Verrucano typico noch verwandte Sedimente bezeichnet werden. Diesen Übergangsschichten eventuell die Bezeichnung „Alpiner Verrucano“ zu geben, sollte, wenn möglich, vermieden werden, da der Terminus „Verrucano“ nur auf die Sedimente am Locus typicus Anwendung finden sollte. Anderenfalls würde man berechtigt sein, Sedimenteinheiten gleicher Zusammensetzung und in gleicher paläogeographischer Position mit diesem Namen zu belegen, da er bisher keine zeitliche Fixierung einschließt.

Entsprechend den vorausgegangenen Ausführungen kann die Bezeichnung „Verrucano“ nicht für jene kontinentalen Sedimente Verwendung finden, die das variskisch entstandene Relief der Alpen etc. auffüllen, auch nicht dann, wenn man die jeweilige geographische Lage der Vorkommen berücksichtigt wie z. B. bei der Bezeichnung „Glarner Verrucano“.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. H. FALKE, Geologisches Institut der Universität, D-65 Mainz, Saarstraße 21.

Ihre wichtigsten Kennzeichen sind u. a. die groben, häufig lokalen Schüttungen aus dem dem Ablagerungsgebiet benachbarten Relief, das auch vulkanischen Charakter haben kann, wie die vulkanischen Produkte selbst, die vorwiegend sauer sind. Hinzu kommt der starke fazielle Wechsel der überwiegend bunt- bis rotgefärbten Sedimente, die zuweilen noch die Konturen der einzelnen Ablagerungsgebiete widerspiegeln. Diese Ablagerungen füllen das durch tektonische wie die sie begleitenden vulkanischen Vorgänge mehrmals belebte Relief in Richtung der Entwicklung einer Peneplain auf. Sie gehören also zum Schlußakt der Folgen einer Orogenentwicklung, während die folgenden jüngeren Sedimente wie der Verrucano typico und verwandelt Sedimente einen neuen Abschnitt in der Entwicklung erdgeschichtlicher Ereignisse einleiten. Die erstgenannten Ablagerungen sind also dem Rotliegenden vergleichbar, das als eine Anhäufung von kontinentalem Detritus in den Hohlformen eines variskischen Reliefs ebenfalls das Unter- wie Oberperm umfaßt. Sofern man die Bezeichnung „Rotliegendes“ vorerst nicht für die kontinentalen Sedimente des Perms in den Alpen benutzen will, empfiehlt es sich unter Verwendung von Lokalbezeichnungen für die einzelnen Schichtfolgen allgemein von einem kontinentalen detritischen Perm im Sinne einer intrakontinentalen Molasse zu sprechen.

TEILNEHMER

DEUTSCHLAND

Doz. Dr. BACKHAUS, Technische Hochschule Darmstadt, D-61 Darmstadt, Schnittpahnstraße 9
Prof. Dr. FALKE, Geol. Institut der Johannes-Gutenberg-Universität, Saarstraße 21, D-65 Mainz
Dr. FRÜH, Gewerkschaft Brigitta, Kolbergstraße 14, D-3 Hannover
Dr. WOLBURG, Gewerkschaft Elwerath Erdölwerke Hannover, Geologisches Büro Bentheim,
D-4442 Bentheim, Postfach 73

ITALIEN

Dr. R. DAL CIN, Istituto di Geologia, Corso Ercole 1° d'Este, 32 I Ferrara
Prof. Dr. P. LEONARDI, Istituto di Geologia dell'Università, Via Previati 24, I Ferrara
Dr. A. RAU, Istituto di Geologia e Paleont. dell'Università, Via S. Maria, I-56100 Pisa
Dr. E. SEMENZA, Istituto di Geologia, Corso Ercole 1° d'Este, 32 I Ferrara
Prof. Dr. M. TONGIORGI, Istituto di Geologia e Paleont. dell' Università, Via S. Maria 53,
I-56100 Pisa
Prof. Dr. L. TREVISAN, Istituto di Geologia e Paleont. dell'Università, Via S. Maria 53,
I-56100 Pisa

JUGOSLAWIEN

Prof. Dr. A. RAMOVŠ, Kumerdeijeva 5, YU Ljubljana

NIEDERLANDE

Dr. P. J. C. NAGTEGAAL, Volmerlaan 6, Rijswijk (Z. H.), Netherlands

ÖSTERREICH

Prof. Dr. E. CLAR, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien
Dr. W. EPPENSTEINER, Geologisches Institut der Technischen Hochschule Wien, Karlsplatz 13,
A-1040 Wien
Dr. P. FAUPL, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien
Dr. K. FELSER, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre, Montanistische Hochschule Leoben,
A-8700 Leoben
Prof. Dr. G. FRASL, Geologisches Institut der Universität Salzburg, Porschestraße 8, A-5020
Salzburg
† Dr. W. FRITSCH, Erzbergbau O. A. M. G., A-9376 Knappenberg
Dr. H. HALBMAYER, Geologische Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien
Prof. Dr. W. HEISSEL, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck,
Universitätsstraße 4/2, A-6020 Innsbruck
Dr. D. VAN HUSEN, Geologisches Institut der Technischen Hochschule Wien, Karlsplatz 13,
A-1040 Wien
Prof. Dr. F. KAHLER, wirkl. Hofrat, Tarviser Straße 28, A-9020 Klagenfurt
cand. phil. J. KAISER, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010
Wien
Prof. Dr. W. KLAUS, Paläontologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7,
A-1010 Wien
cand. phil. J. KUNZ, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010
Wien
cand. phil. K. LIEGLER, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010
Wien

Doz. Dr. H. MOSTLER, Geologisches Institut der Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4,
A-6020 Innsbruck
Dr. J. PISTOTNIK, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien
Dr. W. POHL, ÖAMG, Peter-Tunner-Straße 15, A-8700 Leoben
Dr. S. PREY, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien
Dr. G. RIEHL-HERWIRSCH, Geologisches Institut der Technischen Hochschule Wien, Karlsplatz 13,
A-1040 Wien
Dipl.-Ing. O. SCHAUBERGER, wirkl. Hofrat, Wirerstraße 10, A-4820 Bad Ischl
Dr. D. SOMMER, Köblergasse 26, A-1180 Wien
Prof. Dr. A. TOLLMANN, Geologisches Institut der Universität Wien, Universitätsstraße 7, A-1010
Wien
Dr. W. WASCHER, Geologisches Institut der Technischen Hochschule Wien, Karlsplatz 13, A-1040
Wien

SCHWEIZ

stud. geol. R. DÖSSEGER, ETH Zürich, Kirchtal 500, CH-5703 Seon
Dr. M. ENZENBERG-PRAEHAUSER, Fasanenstraße 11, CH-4127 Birsfelden, BL