

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 71 (1978)
Heft: 2

Artikel: Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon)
Autor: Burger, Hans
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164729>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 24.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon)

Von HANS BURGER¹⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Die Arosa-Zone (s.l.) lässt sich im Osträtikon in meist kleine Schuppen und Schollen gliedern. Diese stammen nicht ausschliesslich aus dem südpenninischen Bereich, sondern werden zum Teil von Sedimenten und Kristallingesteinen gebildet, die sich am ehesten mit unterostalpinen Serien vergleichen lassen. Diese werden zu einer Untereinheit der Arosa-Zone zusammengefasst (*Plasseggen-Schuppe*). Der Grossteil der Arosa-Zone im untersuchten Gebiet kann jedoch eindeutig dem Penninikum zugeordnet werden, insbesondere wildflyschähnliche Kreide-Schiefer, die übergehen in einen Cenoman-Flysch mit ultrabasischem Detritus. In den Kreide-Schiefern finden sich olistostromartig eingelagerte Trias-Karbonate, die auf Grund ihrer Fazies und Lithologie der Arlberg-Formation der Nördlichen Kalkalpen zugeordnet werden können.

Die Madrisa-Zone ist im Untersuchungsgebiet durch eine kleine Scholle zwischen der Arosa-Zone und der Silvretta-Decke vertreten. Sie enthält neben permo-skythischen Rotsedimenten lediglich eine Rauhwacke-Dolomit-Serie (Reichenhaller Schichten).

ABSTRACT

The Arosa zone (s.l.) of the eastern Rätikon mountains (eastern Switzerland) can be subdivided into a number of small schuppen and blocks. Not all of these are derived from the South-Penninic realm, as is generally believed. The upper tectonic sub-units are made up of sedimentary and crystalline rocks, which can be best compared with Lower Austroalpine series. These sub-units are grouped together in a new subdivision of the Arosa zone, the *Plasseggen slice*. Most of the Arosa zone in the area studied, however, can be assigned to the Penninic realm, being in particular characterized by Wildflysch-like Cretaceous rocks, which pass into a Cenomanian flysch with ultramafic detritus, and which contain Triassic carbonate slices presumably introduced as olistostromes. On the basis of their facies and lithology, these carbonates can be correlated with the Arlberg Formation of the Northern Calcareous Alps.

In the area studied, the Madrisa zone only occurs as a small sliver between the Arosa zone and the overlying Silvretta nappe. It is composed of red Permo-Skythian sediments together with a dolomite-cellular dolomite unit (Reichenhaller beds).

1. Einleitung

Der Ostrand des St. Antönientales im Prättigau wird durch einen leicht nach Osten einfallenden Deckenstapel gebildet, der über dem Prättigau-Flysch liegt. Besonders markant treten die hellen Malm-Kalke der Falknis- und Sulzfluh-Decke sowie die dunklen Kristallingesteine der Silvretta-Decke hervor. Zwischen den Briançonnais-Schwellenbereich repräsentierenden Sulzfluh-Decke und der oberost-

¹⁾ Geologisches Institut der ETHZ und der Universität Zürich.

alpinen Silvretta-Decke liegt die stark zerquetschte und verschuppte Arosa-Zone. Diese wechselt ihren Charakter sowohl bezüglich Mächtigkeit als auch hinsichtlich der vorkommenden Formationen häufig und auf kurze Distanz.

Das von mir untersuchte Gebiet schliesst nördlich an das von HALDIMANN 1972 untersuchte Madrisa-Gebiet an. Die dort mächtig entwickelte Madrisa-Zone (kalk-alpine, jungpaläozoische und triadische Gesteine, die in Verkehrtlage unter der Silvretta-Decke liegen) findet sich weiter nördlich lediglich als kleine Scholle im obersten Gampadelstal.

Die erste eingehende Bearbeitung des Osträtikons erfolgte durch VON SEIDLITZ (1906). Zwischen der «Klippen-Decke» (= Falknis- und Sulzfluh-Decke) und der «Ostalpinen Decke» (Silvretta-Decke) unterschied er die beiden von Schardt eingeführten Einheiten «Breccien-Decke» und «Rätische Decke» (CADISCH fasste diese beiden Decken 1921 zur Aroser Schuppenzone zusammen). VON SEIDLITZ führte eine weitere tektonische Einheit ein, die Mittagspitzen-Mulde. Darunter verstand er eine «wurzellose Klippe von oberostalpinen Sedimenten», die von der Tschaggunser Mittagspitze nach Südosten ins Gampadelstal streichen und dort als eine von der Silvretta-Decke überschobene Schollenkette nach Süden bis zur Madrisa ziehen. Die Interpretation dieser Schollenkette als oberostalpine Sedimente wurde fast einhellig abgelehnt (vor allem von Ampferer, Cornelius, Cadisch, Häfner). Sie erwies sich nachträglich aber als weitgehend richtig, konnte doch 1969 ein Teil dieser Schollenkette als kalkalpine Sedimente bestätigt werden (TRÜMPY & HACCARD 1969). TOLLMANN bezeichnete diese durch das Silvretta-Kristallin überschobenen kalkalpinen Sedimente als Madrisa-Zone (1970).

HÄFNER und STAHEL untersuchten 1921–1926 den Ostrand des Rätikons. Sie gliederten die Sedimentschollen, die v. SEIDLITZ zur Mittagspitzen-Mulde zählte, in die Arosa-Zone ein. HÄFNER schied im Madrisa-Gebiet eine zusätzliche tektonische Einheit zwischen Sulzfluh-Decke und Arosa-Zone aus, die Viehcalanda-Schuppe. Darunter verstand er grünes, granitisch-dioritisches Kristallin sowie mesozoische Sedimente. Dieses Kristallin tritt auch in meinem Untersuchungsgebiet auf, vorwiegend in der Umgebung des Plasseggengpasses, wo es schon 1900 von Rothpletz

Legende zu Figur 1:

	Silvretta-Decke
	Madrisa-Zone
	Schwarzhorn-Amphibolit
	Radiolarit-Aptychenkalk-Scholle
	Plasseggen-Schuppe
	Ophiolithe
	Vespala-Flysch
	Alpbach-Schiefer, mit kalkalpinen Schollen (schwarz)
	Sulzfluh-Decke
	Arosa-Zone

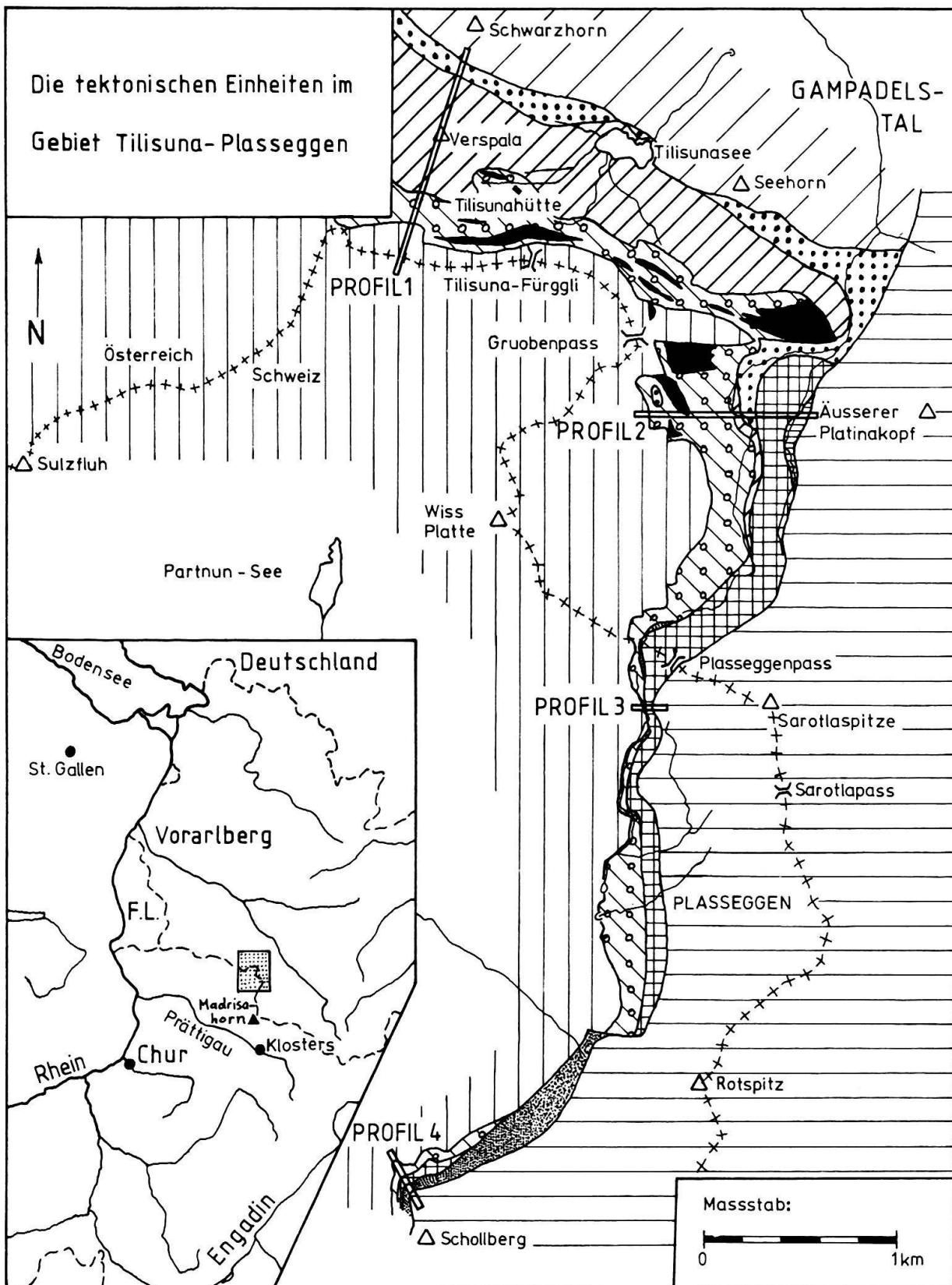


Fig. 1. Die tektonischen Einheiten im Gebiet Tilisuna-Plasseggen. Die 4 Profilspuren zeigen die Lage der Profile von Figur 2 an.

gefunden und beschrieben wurde. Auch v. SEIDLITZ und STAHEL erwähnten es, verzichteten jedoch auf eine tektonische Einordnung. Für das Madrisa-Gebiet konnte HALDIMANN (1972, 1975) zeigen, dass eine Viehcalanda-Schuppe als selbständige tektonische Einheit nicht vorliegt, sondern dass das Kristallin sowie die vorwiegend triadischen Karbonate innerhalb der Arosa-Zone als Olistolithe verschiedenster Größenordnung liegen.

Nach der Bearbeitung des Madrisa-Gebietes durch HALDIMANN konnte ich in den Jahren 1976 und 1977 auf Anregung und unter der Leitung von Prof. Dr. R. Trümpy das nördlich anschliessende Gebiet im Rahmen einer Diplomarbeit am Geologischen Institut in Zürich untersuchen. Dabei standen neben einer Detailkartierung vor allem die Tektonik und Stratigraphie der Arosa-Zone sowie die Fortsetzung der Madrisa-Zone und der von HÄFNER als Viehcalanda-Schuppe bezeichneten Gesteine nach Norden ins Gebiet Plasseggen-Tilisuna im Vordergrund.

2. Tektonische Übersicht

In den Figuren 1 und 2 werden die tektonischen Verhältnisse sowie der sehr variable Charakter der Arosa-Zone dargestellt. Die Arosa-Zone baut sich im Teil südlich des Gruobenpasses vorwiegend aus Kreide-Schiefern und der darüber folgenden Plasseggen-Schuppe (grüne Kristallingesteine und mesozoische Karbonate) auf. Im Nordteil folgen über den Kreide-Schiefern der cenomane Verspala-Flysch sowie Ophiolithe. Westlich der Platina-Köpfe wird unter der Silvretta-Decke ein schmaler Streifen von permo-triadischen Rotsedimenten und Seichtwasser-Karbonaten sichtbar, der 1970 von TOLLMANN als Platinakopf-Basisscholle der Madrisa-Zone zugeordnet wurde. Die Untersuchung dieser verkehrt liegenden Sedimente hat die Interpretation von TOLLMANN bestätigt.

3. Die Arosa-Zone

3.1 Überblick, Definition

Die von CADISCH 1921 eingeführte Aroser Schuppenzone wurde von AMPFERER (1933) in Arosa-Zone umbenannt. Im Gegensatz zum südlichen Äquivalent, der Platta-Decke, sind in der Arosa-Zone die stratigraphischen Einheiten stark zerrissen, ausgedünnt und verschuppt. In meinem Untersuchungsgebiet fasse ich den Begriff der Arosa-Zone etwas weiter als üblich: Ich stelle – neben den Gesteinen mit eindeutig südpenninischer Herkunft wie Ophiolithe, Kreide-Schiefer mit teilweise wildflyschähnlichem Aussehen (Alpbach-Schiefer) und dem Verspala-Flysch – noch die folgenden Einheiten zur Arosa-Zone:

- Eine Scholle von Radiolarit und Aptychenkalk. Faziesmäßig kann sie sowohl dem penninischen als auch dem unterostalpinen Bereich entstammen.
- Eine hier mit dem Namen Plasseggen-Schuppe eingeführte tektonische Einheit von wahrscheinlich unterostalpiner Herkunft. Sie besteht einerseits aus hellgrünem, granitischem und porphyrischem Kristallin, anderseits aus triadischen und

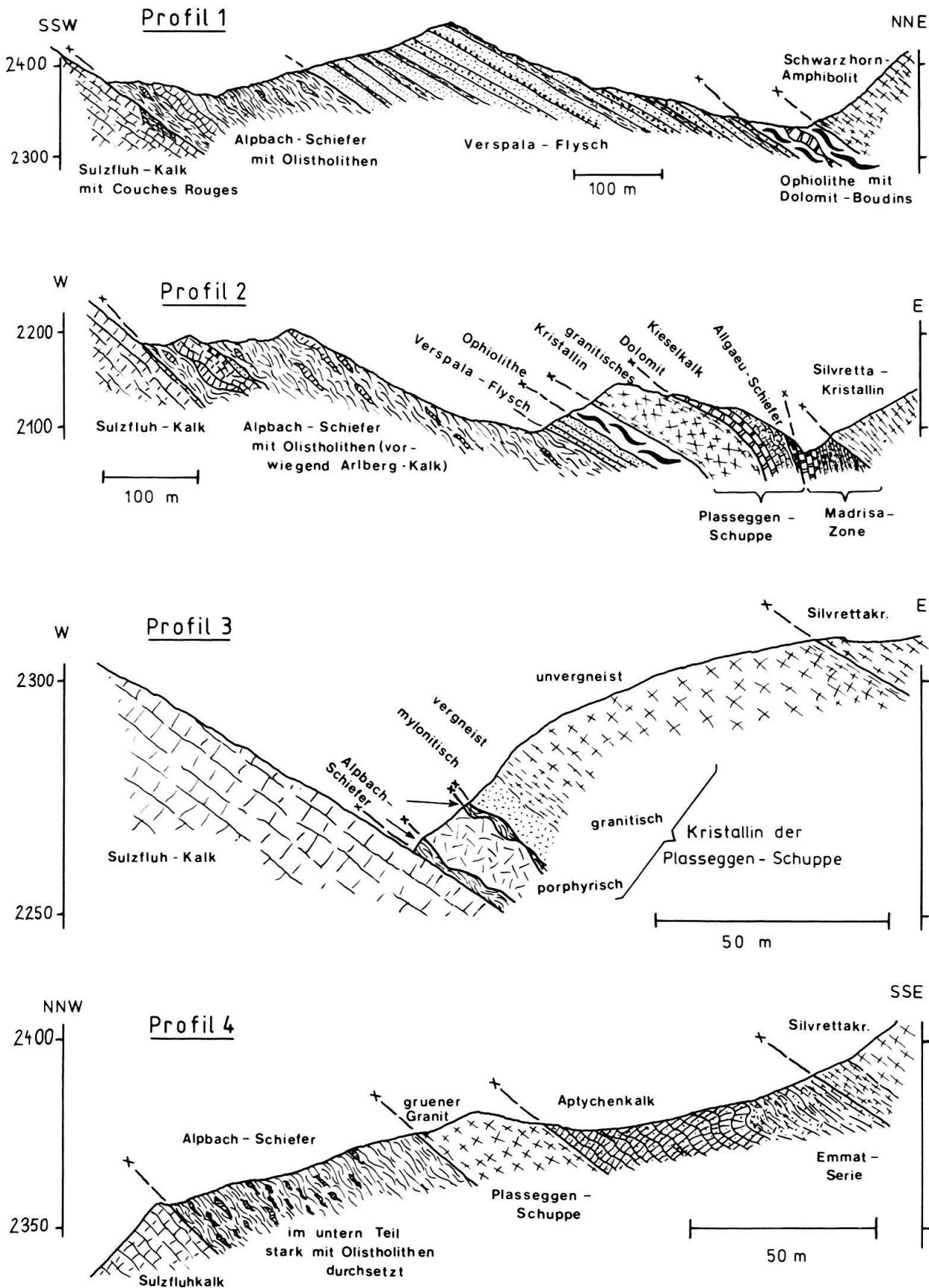


Fig. 2. Profile durch die Arosa-Zone; die Lage der Profile ist in Figur 1 eingezeichnet.

liasischen Sedimenten. Das Hauptvorkommen liegt am Plasseggenpass, kleinere Reste finden sich als Olistolith innerhalb der Alpbach-Schiefer.

3.2 Die Alpbach-Schiefer

Die sehr stark tektonisierten Schiefer mit bald mergelig-tonigem, bald kalkig-sandigem Charakter, die in der Arosa-Zone über dem Aptychenkalk folgen, wurden früher teilweise der Aptychenkalk-Formation, teilweise auch anderen Formationen zugeteilt. HALDIMANN führte 1975 den Begriff «Alpbach-Schiefer» als informellen lithostratigraphischen Terminus ein für diesen «Schiefer- und Mélange-Komplex dunkler, glänzender Tonschiefer mit rostig anwitternden, schalig zerfallenden Sandsteinlinsen und spindelförmigen Boudins». Ich übernehme den Begriff von HALDIMANN für diese in meinem Untersuchungsgebiet sehr stark vertretenen, völlig fossilleeren Schiefer. Neben einer stets ausgeprägten, starken Schieferung ist vielerorts eine derart chaotische Faltung und Durchmischung des Gesteins anzutreffen, dass Angaben über Gesteinsmächtigkeit oder stratigraphische Abfolge völlig unmöglich sind. Folgende vier lithologische Typen lassen sich unterscheiden, wobei auch Übergangsformen vorkommen:

- A. *Schiefer ohne Olistolith*: Stoffänderung im mm- bis cm-Bereich von Kalk, Sandkalk, Ton und Mergel. Generell trifft die obige Beschreibung von HALDIMANN zu. Teilweise zeigen die Sandkalke «graded bedding» und weitere Merkmale flyschähnlicher Sedimentation.
- B. *Wildflyschartige Schiefer mit Olistolithen*: Gegenüber dem ersten Typ ist dieses Gestein etwas tonreicher und enthält Olistolithen. Die Matrix ist – anders als bei vielen Wildflyschen – sehr kompakt. Als Olistolithen wurden gefunden: Arlberg-Kalk und -Dolomit, kristalline und karbonatische Fragmente der Plasseggen-Schuppe, Verspala-Flysch, Aptychenkalk, Radiolarit, Buntsandstein. Nicht gefunden wurden insbesondere Ophiolithe, Schwarzhorn-Amphibolit, Silvretta-Kristallin sowie Gesteine der Madrisa-Zone.
- C. *Mélange-Gesteine (in deskriptivem Sinn)*: Das lithologische Erscheinungsbild ist gleich wie bei den Typen A und B; infolge der extremen Durchbewegung, die dieses Gestein erfuhr, können weder Schichtung noch Stoffänderung erkannt werden, auch Schieferungsflächen sind höchstens einige Dezimeter weit verfolgbar.
- D. *Monotone, extrem weiche, ungefaltete Schiefer*: Sie zeigen eine Ton-Mergel-Kalk-Wechsllagerung im mm-Bereich. Zuweilen sind cm-große Kalklinsen eingelagert.

HALDIMANN (1975) beschrieb grüne, serizitische Schiefer, die in Linsen und dünnen Lagen innerhalb der Alpbach-Schiefer auftreten. Auch ich fand diese Schiefer, die von HALDIMANN auf Grund einer chemischen Analyse als Tuffite mit intermediärem Chemismus gedeutet werden. In einem Bach, 800 m nordöstlich des Plasseggenpasses, ist ein schmaler Streifen mit der scheinbar ungestörten Abfolge Alpbach-Schiefer – Tuffitschiefer – tuffitreicher Sandstein – Verspala-Flysch aufgeschlossen. Dies würde bedeuten, dass die roten und grünen Tuffitschiefer nicht nur

innerhalb der Alpbach-Schiefer vorkommen, sondern auch die stratigraphische Trennschicht zwischen den Schiefern und dem Verspala-Flysch darstellen. Damit fällt der Sedimentationsabschluss der Alpbach-Schiefer ins Cenoman, da für den Verspala-Flysch ein obercenomanes Alter angegeben werden kann. Der Sedimentationsbeginn der Alpbach-Schiefer konnte noch nie genau datiert werden; auf Grund mehrerer Indizien nehmen GRUNAU (1947) und GEES (1954) untere Kreide an.

3.3 Kalkalpine Schollen in den Alpbach-Schiefern

Auf der Tilosuna-Alp treten innerhalb der Alpbach-Schiefer schmale, zum Streichen des Sulzfluh-Kalkes parallel laufende Gesteinsschollen auf, die in einigen Fällen Ausmasse von mehreren hundert Metern zeigen. Neben Verrucano und Buntsandstein, die teilweise stark rekristallisiert sind, werden diese Schollen hauptsächlich aus dunkelgrauen bis braungrauen, massigen oder gebankten Kalken mit Bitumengeruch gebildet. Der Kalk ist leicht dolomithaltig; vereinzelt trifft man auf reine Dolomit-Partien sowie auf intraformationelle Breccien. Weitere Merkmale sind der Mangel von bestimmbaren Fossilien sowie starke Stylolith- und Bruchbildungen im Gestein.

Kartiert wurden diese Kalke von STAHEL 1926 als «anisische Kalke» und von HEISSEL et al. 1965 als «Muschelkalk». Lithologische Vergleiche mit Trias-Gesteinen der Nördlichen Kalkalpen aus den Arbeiten von KOBEL (1969) und HALDIMANN (1972) führten mich zu einer Bestimmung als mittlere, teilweise auch obere Arlberg-Schichten.

Der äusseren Form nach handelt es sich bei diesen Schollen um Überreste von Olistostromen. Dies ist jedoch nicht mehr eindeutig nachweisbar, da die ursprüngliche stratigraphische Feingliederung innerhalb der Kreide-Schiefer – und somit auch die ursprünglichen Kontaktverhältnisse zwischen Schiefer und Schollen – durch die spätere Auswalzung infolge der Überschiebung der Silvretta-Decke zerstört wurde. Somit wäre auch denkbar, dass diese kalkalpinen Schollen lediglich Späne darstellen, die bei der Silvretta-Überschiebung in die Arosa-Zone eingeschuppt wurden und tektonisch im weiteren Sinne mit der Madrisa-Zone in Beziehung ständen. Gegen diese Interpretation der Schollen spricht aber, dass sie nur innerhalb der Alpbach-Schiefer vorkommen, nicht aber in oder zwischen den darüber folgenden tektonischen Einheiten der Arosa-Zone. Aus diesem Grund erscheint ein olistostromartiges Eingleiten von Teilen der Nördlichen Kalkalpen in offenliegendes Gestein der Alpbach-Schiefer noch vor der Sedimentation des Verspala-Flysches als am wahrscheinlichsten. Der fast ungestört über den Schiefern liegende Verspala-Flysch hat ein obercenomanes Alter. Dies würde bedeuten, dass nahe beieinanderliegende Einheiten der Arosa-Zone und der Nördlichen Kalkalpen von einer früh- oder präcenomanen Tektonik erfasst worden waren.

3.4 Der Verspala-Flysch

Von der Verspala zieht ein harter Flysch bandförmig nach Osten zur Tilosuna-Alp. An der Verspala beträgt die Mächtigkeit 220 Meter; sie nimmt gegen Osten tektonisch bedingt ab. Es handelt sich um ein völlig isoliert auftretendes Gestein

innerhalb der Arosa-Zone. In den Ophiolithen der Platta-Decke finden sich reliktische Vorkommen eines ähnlichen Flysches (DIETRICH 1964). Hauptsächlich liegt ein quarzsandreicher Kalkarenit vor. Auffällig ist der sehr hohe Anteil von psammitischen und konglomeratischen bis brecciösen Lagen sowie der geringe Anteil von tonigen und mergeligen Zwischenschichten. Bei zunehmender Komponentengrösse steigt der Anteil des ultrabasischen Detritus und kann mehrere Prozente des Gesteinsvolumens erreichen. Bouma-Zyklen sind in oft annähernd idealer Form verwirklicht. Marken und Frassgänge sind sehr häufig, ebenso «graded bedding» und Parallel-Lamination; zuweilen trifft man auch auf Kreuzschichtung und «convolute bedding». Die Matrix setzt sich aus meist völlig rekristallisiertem Calcit sowie feinen Tonresten zusammen. Der ultrabasische Detritus besteht vorwiegend aus Maschenserpetin, in den feine Magnetikörnchen eingelagert sind, sowie aus Chromspinell und grösseren Magnetikörnern. Fossilien sind nur in den grobdetritischen Partien enthalten. Schalentrümmer im Kalkdetritus sowie benthonische und planktonische Foraminiferen erlauben eine Datierung des Flysches als oberes Cenoman.

3.5 *Die Ophiolithe*

Die Ophiolith-Vorkommen sind im untersuchten Gebiet eher spärlich vertreten, sowohl quantitativ als auch in der Variation (basische Ophiolithe fehlen). Hauptsächlich liegt ein Serpentinit vor, dessen Dünnschliffbild einen serpentiniisierten Diallag-Peridotit zeigt. Das wehrlitische Ausgangsgestein ist bis auf wenige Olivin- und Diallag-Reste sowie untergeordnet auftretenden Diopsid in Maschenserpetin und Bastit umgewandelt. Erzminerale machen bis 5% des Gesteins aus (Magnetit, Pentlandit und Chromit). Daneben tritt noch ein Ophicalcit auf, dessen tektonische Entstehung vielerorts noch gut erkennbar ist.

Innerhalb der Ophiolithe liegen boudinierte Blöcke in der Grössenordnung von einigen Dutzend Metern. Sie werden von Buntsandstein und von einem fossilleeren, meist brecciösen Dolomit gebildet. Eine tektonische und stratigraphische Einordnung dieser Blöcke erscheint problematisch; von DIETRICH (1970) wird für ähnliche Funde in der Platta-Decke unterostalpiner Hauptdolomit vermutet.

3.6 *Die Plasseggen-Schuppe (unterostalpin ?)*

Die Schuppe lässt sich in zwei Untereinheiten gliedern: eine Sedimentserie liegt mit tektonischem Kontakt über dem grünen granitischen und porphyrischen Kristallin.

3.6.1 *Die kristallinen Gesteine der Plasseggen-Schuppe*

Hauptsächlich liegt ein massiger, grün-weißer oder grün-rot-weißer Zweiglimmergranit bis Quarzdiorit vor. Im Dünnschliffbild zeigt sich ein stark kataklasiertes Gefüge mit ungleichkörniger Struktur; vorherrschend sind Quarz (40%-70%) sowie ein meist serizitisierter Plagioklas (20%-40%). Zwischen 5% und 50% des Gesteins werden von einer feinkristallinen Grundmasse (\varnothing um 0,01 mm) aus Serizit, Quarz

und Feldspat gebildet. Im Bereich tektonischer Kontakte tritt eine Vergneisung auf, vereinzelt auch eine Mylonitisierung.

Lithologisch erscheint das Gestein am ehesten vergleichbar mit wenig vergneistem, grünem und grün-rotem Err-Granit (vgl. Arbeiten über unterostalpine Kristalline von CORNELIUS 1935 sowie DIETRICH 1964).

Südlich des Plasseggenpasses wird die Basis der Schuppe stellenweise durch einen roten und grünen Porphyroid gebildet (vgl. Fig. 2, Profil 3). Dieser besteht aus einer feinstkörnigen Matrix von Serizit, Quarz und Feldspat, mit Porphyroblasten verschiedener Grösse (vorwiegend Quarzkörner mit Ø von 0,1-0,6 mm, auch Feldspat). Dieser Porphyroid lässt sich in guter Übereinstimmung mit dem Nair-Porphyroid (Vairana-Formation) der Err-Decke vergleichen (vgl. CORNELIUS 1935, DIETRICH 1964).

Innerhalb der Arosa-Zone lassen sich diese Kristallingesteine weiterverfolgen: Sie setzen sich nach Süden fort in die von HALDIMANN beschriebenen Viehcalanda-Olistolithen (Quarzdiorite der HÄFNERschen Viehcalanda-Schuppe). Nach Nordwesten lässt sich eine Verbindung mit dem Bilkengrat-Gneis gut vorstellen. Teile dieses hauptsächlich nordwestlich der Verspala vorkommenden Gneises treten südlich der Tilosuna-Hütte als grössere Olistolithen innerhalb der Alpbach-Schiefer auf; sie entsprechen im Chemismus und in der Lithologie den vergneisten Partien des Quarzdiorites der Plasseggen-Schuppe. Dafür spricht auch der Umstand, dass einzelne Linsen dieses Bilkengrat-Gneises mit tektonischem Kontakt direkt verbunden sind mit Linsen von Sedimenten aus der Plasseggen-Schuppe.

3.6.2 Die Sedimente der Plasseggen-Schuppe

Nördlich des Plasseggenpasses liegt über den Kristallingesteinen der Schuppe ein leicht deformiertes Sedimentpaket mit der Abfolge Dolomit - Kieselkalk - Mergelschiefer. Detailuntersuchungen zeigen, dass sowohl die Mächtigkeit als auch die Fazies dieser Sedimente für eine unterostalpine Zuordnung sprechen, dass somit die Abfolge Hauptdolomit - Rhät-Lumachelle - Lias-Dolomitbreccie und Lias-Kieselkalk - Allgäu-Schiefer angenommen werden kann.

- *Hauptdolomit*: maximal mit 18 m Mächtigkeit aufgeschlossener, hellgrauer Dolomit. Im untern Teil findet sich zuweilen eine monogene Breccie eingeschaltet, im obern Teil kann ein mehrere Meter mächtiges Band von gebanktem Kalk (Plattenkalk ?) beobachtet werden. Der Dolomit liegt als monotoner Feinsparit vor.
- *Rhät-Lumachelle*: in schlecht aufgeschlossener Lage folgen bis 3 m scherbenartig zerfallende Kalke, Mergelkalke und Tonlagen, die makroskopisch einer Rhät-Lumachelle gleichen. Grossenteils liegt ein Intramikrit vor, gewisse Partien stellen eine dichte Packung grosser Intraklasten dar (Intramicrudit), was auf seichtes Ablagerungsmilieu hinzeigt.
- *Dolomit-Breccie*: Nach einer nicht aufgeschlossenen Zone von 6 m folgt eine mehrere Meter mächtige Breccie mit vorwiegend dolomitischen Komponenten in calcitischer Matrix.
- *Kieselkalk*: Die 20-25 m mächtigen Vorkommen zeigen hauptsächlich zwei Ausbildungsformen: Im gebänderten Kieselkalk liegt eine feine Ton-Kalk-

Mergel-Lamination mit bandartigen Einschaltungen von quarzreichen Partien vor. Der gebankte Kieselkalk zeigt innerhalb seiner 3–12 cm mächtigen Bänke kieselige Partien in Form von Linsen, Schmitzen oder lagigen Häuten.

- *Allgäu-Schiefer*: Harte, feinlaminierte Mergelschiefer mit einem Wechsel im Meterbereich von eher kalkig-mergeligen zu eher tonig-mergeligen Partien. Die Schiefer sind intensiv im dm-Bereich verfältelt und zerbrochen; wie der Kieselkalk sind sie von «tectonic fibers» durchsetzt.

3.7 Die Scholle aus Radiolarit und Aptychenkalk

Abgesehen von kleinen Resten am Plasseggenpass kommt diese tektonische Einheit nur am Nordabfall des Schollberg vor. Es handelt sich um ein isoliertes Vorkommen von Tiefsee-Ablagerungen, die nicht zwangsläufig in den penninischen Faziesbereich gestellt werden können. Vor allem das Fehlen von Ophiolithen deutet auf eine ebenso mögliche Abstammung aus dem Unterostalpin hin.

An der Basis liegt ein meist roter, stark rekristallisierter Radiolarit, der oft eine verfältelte Bankung zeigt. Schwache Vererzungen, Quarzitbänder und feine Tonzwischenlagen sind häufig. Im Hangenden ist der Übergang zum Aptychenkalk selten scharf, meist trifft man auf einen Übergangsbereich mit einer Wechsellagerung der beiden Gesteine oder auf blassrote Mergelkalke (*Rosso ad aptici*).

Der Aptychenkalk liegt als geschieferter, teilweise auch dünnbankiger, hellgrauer und blassgrüner Kalk und Mergelkalk vor mit einem Quarzgehalt von wenigen Prozenten. Der obere Teil ist viel mergeliger und schiefriger ausgebildet; er wird innerhalb der Aptychenkalk-Formation als Emmat-Schiefer ausgeschieden. Diese Emmat-Serie zeigt stellenweise eine Wechsellagerung mit mikritischen, bleigrauen Mergelschiefern, die am ehesten mit den «*Scisti a palombini*» (aus der Unterkreide des Ligurischen Apennins) verglichen werden können.

Einige Fossilfunde in dieser Scholle sind Umrisse von nicht näher bestimmbarer Spumellarien im Radiolarit. Da die Emmat-Serie gewöhnlich erst in den obersten Teilen der Aptychenkalk-Formation auftritt und auch die «*Palombini*»-Schiefer zu den jüngsten Gliedern dieser Serie zählen, erscheint ein Alter von Malm bis untere Kreide für diese Sediment-Scholle am wahrscheinlichsten.

4. Die Madrisa-Zone

Die Detailuntersuchung des obersten Gampadelstales, in dem Sedimente der Nördlichen Kalkalpen vermutet wurden (TOLLMANN 1970), ergibt nun ein vollständigeres Bild von der Madrisa-Zone. Die Scholle westlich der Platina-Köpfe ist zwar nur in einer Länge von einigen hundert Metern als schmaler Sedimentstreifen anstehend; dies genügt aber, um ihre kalkalpine Natur zu erkennen und die tektonische Einteilung von SEIDLITZ in mehreren Teilen zu bestätigen.

4.1 Permo-skythische Rotsedimente

Neben Verrucano liegt ein Buntsandstein in Form eines leicht schiefrigen Arkosesandsteines vor. Der grösste Teil wird jedoch von stark kompaktiertem und rekristallisiertem Buntsandstein und Verrucano gebildet.

4.2 Reichenhaller Schichten

Über den Rotsedimenten folgen eine gelbe Rauhwacke und grauer, massiger Dolomit. Vergleiche mit Handstücken, Dünnschliffen und Beschreibungen aus den Arbeiten von KOBEL 1969, HIRSCH 1966, SIEDEK 1965 und HALDIMANN 1972 haben ergeben, dass es sich nicht um dieselben Sedimente des Skyth/Anis-Übergangsreiches handelt, wie sie im Madrisa-Gebiet oder in der Mittagspitze-Zone vorkommen. Vielmehr liegen Reichenhaller Schichten vor; diese sind typisch für den mittleren Westbereich der Skyth/Anis-Grenze der Nördlichen Kalkalpen.

Die 70 cm mächtige Rauhwacke wurde tektonisch stark reduziert, wie die schiefrig-fluidale Textur zeigt. Das Gestein ist durchsetzt von Quarzkörnern und Buntsandstein- und Rhyolit-Gesteinsfragmenten.

Der Dolomit fällt auf durch starken Bitumengeruch und massiges Aussehen. Unter dem Mikroskop zeigt sich ein eintöniger Sparit mit Spuren von Quarz und Calcit. Vereinzelt ist eine intraformationelle Breccie ausgebildet. Das Gestein ist extrem stark von weissen Dolomitäderchen durchsetzt und sieht äusserlich wie Hauptdolomit aus. Neben nur im Detail erkennbaren Unterschieden zwischen Hauptdolomit und Reichenhaller Dolomit weist vor allem die vorliegende stratigraphische Abfolge (Buntsandstein-Rauhwacke-Dolomit) auf ein Gestein mitteltriadischen Alters hin; bisher wurde der Dolomit als Hauptdolomit kartiert.

4.3 Zur Herkunft dieser kalkalpinen Scholle

Die Madrisa-Zone wird mit einer Überfahrung von kalkalpinen Spänen erklärt. Diese stammten aus einer vor die Silvretta-Decke geglittenen Einheit (Lechtal-Decke) und wären daraus bei einer letzten Bewegungsphase des Silvretta-Kristallins losgerissen und überfahren worden (TOLLMANN 1970, 1976; HALDIMANN 1972, 1975). Eine genaue tektonische Zuordnung, wie dies von HALDIMANN für die Scholle im Madrisa-Gebiet durchgeführt wurde, ist für die Scholle am Platina-Kopf nicht möglich, da hierfür mehr als nur die Faziesanalyse des Skyth/Anis-Grenzreichs erforderlich wäre. Die Reichenhaller Fazies zeigt bloss eine Herkunft aus dem Westen der Nördlichen Kalkalpen an. Im Madrisa-Gebiet liegt die Muschelkalk-Basis in der noch westlicheren Fazies der Punt la Drossa-Schichten vor. Eine meridiane Fazies – Staffelung der Muschelkalk-Basis (Verfingerung der Reichenhaller Schichten mit den westlicheren Punt la Drossa-Schichten) – könnte die Faziesunterschiede zwischen der Scholle am Platina-Kopf und dem Madrisa-Gebiet erklären, ohne dass die beiden Vorkommen aus verschiedenen Meridianen stammen müssten.

LITERATURVERZEICHNIS

- AMPFERER, O. (1933): *Beiträge zur Geologie des Rätikons.* – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 83.
- BLUMENTHAL, M. (1926): *Das Fenster von Gargellen.* – Eclogae geol. Helv. 20, 40–78.
- (1936): *Der Sedimentzug der Tschaggunsner Mittagspitze und die Gliederung des oberostalpinen Deckenkernes im Vorarlberger Rätikon.* – Jber. natf. Ges. Graub. [N.F.] 74, 33–108.
- BURGER, H. (1977): *Die Arosa-Zone und die Madrisa-Zone zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon).* – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).

- CADISCH, J. (1921): *Geologie der Weissfluhgruppe*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 49/1.
- CORNELIUS, H. P. (1921): *Bemerkungen zur Geologie des östlichen Rhätikons*. – Sonderausg. Verh. geol. Staatsanst. (Wien) 6.
- (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe*. Teil 1: *Das Baumaterial*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 70/1.
- DIETRICH, V. (1964): *Geologie der Scalotta-Klippe*. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1970): *Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin*. – Eclogae geol. Helv. 63/2, 631–671.
- (1976): *Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese*. – Geotekt. Forsch. 50, 1–84.
- GEES, R. (1954): *Geologie von Klosters*. – Diss. Univ. Bern.
- GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa*. – Diss. Univ. Bern.
- HÄFNER, W. (1924): *Geologie des südöstlichen Rätikon*. – Diss. Univ. Zürich.
- HALDIMANN, P. (1972): *Die Madrisa-Zone und die Aroser Zone zwischen Klosters und St. Antönien*. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1975): *Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (GR)*. – Eclogae geol. Helv. 68/2, 301–310.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O., & SCHMIDEGG, O. (1965): *Geologische Karte des Rätikon, 1:25 000*. – Geol. Bundesanst. (Wien).
- HIRSCH, F. (1966): *Etude stratigraphique du Trias moyen de la région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche)*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 80.
- KOBEL, M. (1969a): *Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 118.
- (1969b): *Erläuterungen zur Tektonik des Rätikon mit spezieller Berücksichtigung des kalkalpinen Anteils*. – Jb. vorarlberg. Landesmus.-Ver.
- OBERHAUSER, R. (1968): *Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum*. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 111, 115–145.
- REITHOFER, O., & SCHMIDEGG, O., mit Beiträgen von OBERHAUSER, R. (1964): *Exkursion Rätikon*. – Mitt. geol. Ges. Wien 57/1, 225–241.
- RICHTER, D. (1957): *Gesteine und Vorkommen der Arosa-Zone zwischen Arosa und Hindelang im Allgäu*. – Geol. Rdsch. 46, 413–420.
- SEIDLITZ, W. VON (1906): *Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon*. – Diss. Univ. Freiburg i. B.
- SIEDECK, H. (1965): *Die «Mittagspitz-Mulde» und ihre Umgebung*. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- STAHEL, A. (1926): *Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rätikon*. – Diss. Univ. Zürich.
- TOLLMANN, A. (1970): *Für und wider die Allochthonie der Kalkalpen sowie ein neuer Beweis für ihren Fernschub*. – Verh. geol. Bundesanst. (Wien) 1970/2, 324–345.
- (1976a): *Der Bau der Nördlichen Kalkalpen*. – Deuticke, Wien.
- (1976b): *Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen*. – Deuticke, Wien.
- TRÜMPY, R. (1975): *Penninic-Austroalpine Boundary in the Swiss Alps: A Presumed Former Continental Margin and its Problems*. – Amer. J. Sci. 275A, 209–238.
- TRÜMPY, R., & HACCARD, D. (1969): *Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France: Les Grisons, 14–21 Septembre 1969*. – C.R. Soc. géol. France 1969/9, 330–396.