

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 81 (1988)
Heft: 2

Artikel: Zur Stellung des Martegnas-Zuges
Autor: Eiermann, Daniel
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-166180>

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: 18.02.2026

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

Zur Stellung des Martegnas-Zuges

Von DANIEL R. EIERMANN¹⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Geologische Untersuchungen am Piz Martegnas ergaben, dass der Martegnas-Zug als Teil der Platta-Decke anzusehen ist und ebenfalls dem Piemonttrog entstammt. Seine Herkunft ist somit südpenninischer Natur. Der zwischen der Hauptmasse der Platta-Decke und dem Martegnas-Zug liegende Parsonzer Flysch besitzt Tertiäralter, oberstes Paleozän bis mittleres Eozän, und wird als rücküberschobener nordpenninischer Flysch interpretiert.

1. Einleitung

Das Untersuchungsgebiet liegt westlich von Savognin im bündnerischen Oberhalbstein. Der Gipfel des Piz Martegnas mit 2672 m Höhe über Meer ist charakterisiert durch die Gesteine des Martegnas-Zuges mit Ophiolithen. Sie sind durch eine Überschiebung, welche dem Nord- und Nordwesthang entlang verläuft, von den obersten Serien der Gelbhorn-Decke abgetrennt. Der Parsonzer Flysch mit dem Karbonatbrekzien-Zug als Basis liegt über dem Martegnas-Zug.

2. Problemstellung

Wie steht der Martegnas-Zug in Beziehung mit der Platta-Decke? Welches ist die Beziehung zwischen dem Martegnas-Zug und den hangenden Oberhalbsteiner Flyschen, hier vertreten durch den Parsonzer Flysch? Alle bisherigen Bearbeiter dieser Problematik (STREIFF 1939, 1962, 1976; ZIEGLER 1956; STAUB 1958; KRUYSSE 1967; DIETRICH 1969; TRÜMPY 1980) sehen im Martegnas-Zug mehr oder weniger ein Äquivalent der Platta-Decke, aber in anormaler Position, *unter* statt *über* dem Oberhalbsteiner Flysch.

3. Die Gelbhorn-Decke

STREIFF (1939, 1962, 1976) hat die Gesteine der Gelbhorn-Decke beschrieben und bearbeitet. Es werden hier nur einige spezielle Beobachtungen zum Gelbhorn-Flysch aufgeführt.

Oberkreide–Eozän?

Gelbhorn-Flysch

Kreide?

Sandsteine, Arkosen (Nivaigl-Serie)

Malm?

Kalkschiefer (Nivaigl-Serie)

¹⁾ Geologisches Institut der ETH Zürich, Sonneggstrasse 5, CH-8092 Zürich.

Dogger?	Tonschiefer (Nisellas-Serie, F. SCHMID 1965)
Lias	Kalke
Obere Trias	Rauhwacke, Gips, heller Dolomit

Der Gelbhorn-Flysch

Als jüngste Serie der Gelbhorn-Decke wurde der Gelbhorn-Flysch ausgeschieden. Er zieht westlich und südlich der Überschiebung der Martegnas-Einheit durch das Terrain. Neben Tonphylliten und etwas kalkigen Tonschiefern kommen Kalksandsteinzüge und Brekzien vor. Die Tonphyllite zeigen schwarze Farbe und sind durch ihr feinblättriges Aussehen charakterisiert. Wo die Phyllite etwas weniger geschiefert sind, gehen sie in feine, dunkle und kalkige Tonschiefer über. Auffallend sind stark ausgeprägte Kalksandsteinzüge. Im Durchschnitt etwa 1–3 m mächtig, können sie stellenweise auf über 10 m anschwellen. Die Anwitterungsfarbe ist Rostbraun bis Orange. Sie sind meist mittelkörnig, stellenweise aber grobkörnig. Anzeichen von gradierter Schichtung, die Normallagerung anzeigen, sind stellenweise auszumachen. In den Kalksandsteinzügen verringert sich die scheinbare Korngrösse der Quarzkomponenten im Dünnschliff von 5 bis 7 mm Durchmesser an der Basis auf durchschnittlich 3 mm nach oben.

Auf Murter (Koord. 760.0/161.0), direkt unterhalb der Martegnas-Überschiebung findet man eine deutlich ausgebildete Brekzie. Ihre Anwitterungsfarbe ist Ockerbraun bis Braun, und ihre Mächtigkeit ist mit höchstens einigen Metern eher gering. Ihre Komponenten sind Kalke, untergeordnet auch Dolomite. Sie sind verschieden gerundet; eckige, aber auch abgerundete Komponenten können vorkommen. Ihre Grösse variiert sehr stark. Neben sehr grossen Komponenten (bis zu 6 cm) herrschen kleinere vor. Die Verbreitung der Brekzie ist isoliert auf das beschriebene Vorkommen. Es konnten keine Fossilien gefunden werden.

4. Der Martegnas-Zug

STREIFF (1939, 1962, 1976) hat die Gesteine des Martegnas-Zuges beschrieben. Für diese Arbeit wurden folgende Einheiten unterschieden:

Ozeanische Serie

Malm-Unterkreide?	Aptychenkalk, Kalkschiefer
Unterer Malm–oberer Dogger?	Radiolarite
Dogger?	Ophiolithserien

Basis-Serie

Jura?	Marmor, Kalkschiefer
Trias?	Dolomit
Prätriadisch	Kristallin

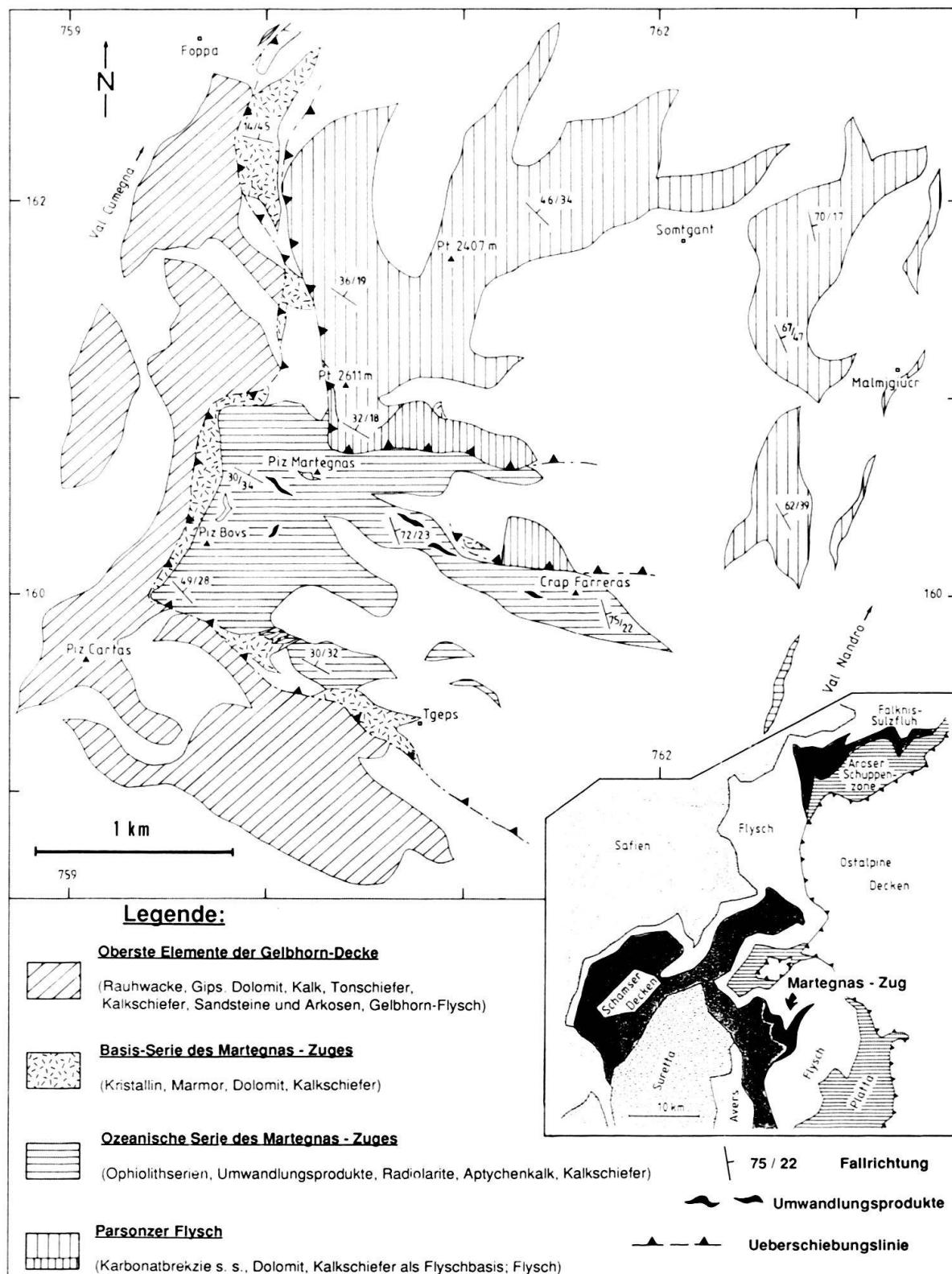


Fig. 1. Übersicht der tektonischen Einheiten im Untersuchungsgebiet des Piz Martegnas.

4.1 *Die Basis-Serie*

Das Kristallin

Die Kristallinvorkommen treten entlang der Überschiebungslinie zur Gelbhorn-Decke auf. Mit dem begleitenden Marmor bilden diese Gesteine die eigentliche Basis der Martegnas-Serie. Weder ein stratigraphischer noch ein tektonischer Kontakt zu den darüberliegenden Ophiolithen konnte beobachtet werden. Ein tektonischer Kontakt wäre aufgrund der Zusammensetzung der beiden Einheiten zu erwarten. Die Mächtigkeit kann bis zu 60 m anschwellen, an anderen Orten aber wiederum auf wenige Meter ausdünnen. Das Kristallin ist stark überprägt. Die Farbe des Gesteins ist im allgemeinen Hellgrün, seltener Weiss. Eine Schieferung im mm-Bereich ist zu erkennen. Unter dem Mikroskop treten neben einer Grundmasse kleinere Einsprenglinge (Durchmesser etwa 2,5 mm) auf. Sie bestehen aus Alkalifeldspäten, vor allem Orthoklasen, die perthitische Entmischung zeigen, sowie aus hellen Quarzkörnern. Vereinzelt treten Pyroxene und blaue Alkalihornblenden, Glaukophan bis Crossit, auf. Die Grundmasse setzt sich aus Quarz, Albit, Glimmern und Chloriten zusammen. Zwischen grünem und weissem Kristallin besteht kein signifikanter mineralogischer Unterschied. Das Kristallingestein in der Martegnas-Serie zeigt aufgrund geochemischer Untersuchungen eine granitische Zusammensetzung.

Der Dolomit

Geringmächtige, dolomitische Linsen und Schmitzen überlagern stellenweise die Kristallinbasis. Sie bilden schmale Züge, die boudinartig auf 20 m anschwellen können. Der Dolomit ist von vielen Adern mosaikartig durchsetzt. Zwischen Dolomit und Marmor ist zumeist das Kristallin Trennhorizont. Einzig südlich von Calderas (Koord. 760.0/162.3) treten Dolomitzüge stellenweise direkt unter Marmor auf.

Der Marmor

Der Marmor ist mit dem Kristallin intensiv verschuppt, tritt meist unter diesem, anderswo aber darüber auf. Der Marmor zeigt eine reinweisse Farbe und ist massig. Es ist keine Schichtung zu erkennen. Aufgrund seiner stratigraphischen Position könnte dem Marmor Juraalter zugeordnet werden.

Kalkschiefer der Basis-Serie

Die Anwitterungsfarbe der Kalkschiefer ist Braun bis Braungrau. Sie sind zum Teil überaus fein geschichtet und zeigen besonders an stark tektonisierten Stellen typische Pencil-Struktur. Zwischen diese feinschichtigen Kalkschiefer legen sich tonigere Zwischenpartien, die höchstens 2 cm mächtig werden. Die Mächtigkeit der gesamten Sequenz erreicht stellenweise über 100 m. Unter dem Mikroskop erkennt man ein feinlaminiertes Bild, bestehend aus Calcit und Quarz. Daneben kommen untergeordnet Albit, Muscovit, Sericit und Chlorite neben weiteren, nicht identifizierbaren, blättrigen Mineralien vor. Die Kalkschiefer sind durchwegs fossilleer. Ihr stratigraphisches Alter ist unbekannt.

4.2 Die ozeanische Serie

Sie enthält vor allem ophiolithische Gesteine, neben post-ophiolithischen Sedimenten. Es wurden folgende Lithologien unterschieden:

- Serpentinite/Ophicalcite und deren Umwandlungsprodukte
- Gabbro (Diallaggabbro und flaserartiger Gabbro)
- Pillowlava
- Metahyaloklastite s.l. (Diabasbrekzie, Diabas-Radiolaritbrekzie)
- Diabas
- Grünschiefer

Serpentinite/Ophicalcite

Die Aufschlüsse treten oft als langgezogene Flanken und Halden auf. Sie sind meist stark verruschelt und in unzählige, grünschwarze Scherben zerfallen. Verbreitet sind kleinere Linsen, die mächtig anschwellen können, im allgemeinen aber Ausmasse von 10 m auf 3 m zeigen. Zahlreiche Übergänge zwischen Ophicalciten zu reinen Serpentiniten sind aufzufinden. Die Ophicalcites sind durch ein dichtes Calcitadernetz mosaikartig durchsetzt. Im Dünnschliff ist neben Serpentin vereinzelt auch Pyroxen und Chlorit vorhanden. Übergänge zu Talkschlieren können auftreten. Calcit ist meist untergeordnet, kann aber in Ophicalciten hohe Prozentanteile (bis 20%) erreichen. Die reinen Serpentiniten zeigen aufgrund Röntgendiffraktometrie einen Maschenserpentin, Lizardit überwiegt dabei Chrysotil deutlich. Geochemische Untersuchungen ergaben einen überraschend hohen Nickelgehalt (Ni: 1278–2277 ppm, Cr: 1724–3331 ppm, Cu: < 4 ppm).

Umwandlungsprodukte

Stellenweise finden sich in Verbindung mit Serpentiniten bzw. Ophicalciten ocker- bis rostbraune Linsen oder Ppropfen. Sie begleiten vorzugsweise stark tektonisierte Horizonte. Der Bruch des Gesteins ist muschelig. Gründurchzogene Äderchen dürften Ni-Mineralien enthalten, da Nickel (Ni: 962–1150 ppm) viel stärker verbreitet ist als erwartete Kupferbildung (Cu: < 4 ppm). Im Dünnschliff wurden neben Dolomit vor allem Chlorit, andere Tonminerale und Quarz erkannt. Röntgendiffraktometrisch konnten Serpentin, Magnesit, Dolomit und Quarz nachgewiesen werden. Die geochemischen Daten im Vergleich mit den Serpentinitresultaten lassen erkennen, dass es sich um Umwandlungsprodukte von Serpentinit–Ophicalcitetesteinen handelt. Im Vergleich zu den Serpentiniten sind diese Umwandlungsprodukte an MgO ärmer und an CaO reicher.

Der Gabbro

Bei den Vorkommen am Piz Martegnas handelt es sich durchwegs um Diallaggabbros. Ihre Grundfarbe ist Hellgrün (Saussurit?), darin findet sich schwarzsilberner Diallag. Sie sind zum Teil massig ausgebildet und grobkörnig. Die Kantenlänge der Diallage beträgt bis zu 3,5 cm. Je stärker tektonisiert die Gabbros sind, desto flaseriger ist ihr äusserer Charakter. Unter dem Mikroskop findet man die typische, hellgrüne Saussurit-

masse. In nicht allzu stark tektonisierten Gabbros lassen sich noch Plagioklase erkennen, deren Anorthitgehalt um die 45 Mol-% beträgt (mikroskopisch bestimmt). Daneben erkennt man Chlorit, Pumpellyt und Epidotäderchen. Untergeordnet kommen Hämatit- und Pyritkörner vor.

Die Pillowlava

Die schönen Pillows sind oft ausgewalzt. Aufgrund der deutlich hervortretenden Variolen lassen sie sich jedoch leicht erkennen. Die Grösse der Kissen beträgt zwischen 15 und 45 cm in der Länge und zwischen 5 und 10 cm in der Dicke. Ein hellgrüner Kern wird von einem unmerklich dunkleren Saum umgeben. Im Dünnschliff lassen sich im Saum nur bläuliche bis bräunliche Chlorite erkennen. Sie wurden als Rhipidolithe (Interferenzfarbe anomal braun, 25–50 Mol-% Na₂Al) und als Aphirosiderite (Interferenzfarbe anomal violett bis blau, 55–75 Mol-% Na₂Al) identifiziert. Der Kern besteht hauptsächlich aus Plagioklas. Die Feldspäte haben Albit- bis Oligoklas-Charakter (5–20 Mol-% An). Daneben treten Rhipidolith und Aphirosiderit, Pumpellyit, wenig Calcit und etwas Kaolinit auf. Diese Mineralbestimmung ist durch röntgendiffraktometrische Untersuchungen abgestützt. Hellere Variolen sind im dunkleren Saum deutlich zu erkennen. Diese ursprünglichen Entglasungssphänomene bleiben als typisches Gefüge gut erhalten. Sogenannte Mikrolithe (Erstkristalle) fungieren als Keim bei der Entglasung im Wasser. Der Durchmesser der Variolen liegt im mm- bis cm-Bereich. Aufgrund von geochemischen Daten lässt sich ein basaltischer Chemismus von tholeitischer Zusammensetzung beschreiben. Die Pillowlaven lassen sich chemisch mit MORB-Basalten vergleichen.

Metahyaloklastite s.l.

Zwei Typen von Brekzien treten auf, die Radiolarit-Diabasbrekzie einerseits und die Diabasbrekzie andererseits. Letzteren fehlen einzig die Radiolaritkomponenten, ansonsten lassen sie sich nicht unterscheiden. Neben den erwähnten Hauptkomponenten kommen noch plagioklasreichere Komponenten und tonmineralärmere Radiolaritkomponenten vor. Die Zwischen- oder Grundmasse ist körnig ausgebildet. Sie besteht aus Chlorit, Calcit, Aktinolith und Epidot. Daneben kommen opake Körner sowie vereinzelt Titanit vor. Die grösseren Komponenten sind oft zerbrochen.

Der Diabas

Die Diabasvorkommen treten oft als gangartige Einschaltungen in Pillowlaven auf. Sie sind cm- bis dm-mächtig, können aber stellenweise auch im m-Bereich liegende Lagen bilden. Makroskopisch sind die blauschwarzen bis schwarzen Diabase massig ausgebildet. Sie sind mehr oder weniger mittelkörnig und kompakt. Unter dem Mikroskop lassen sich folgende Komponenten erkennen: Die Grundmasse besteht aus Albit, Chlorit und Epidot. Der Chlorit wurde als Rhipidolith identifiziert. Als Einsprenglinge kommen chloritisierte Feldspäte, die von Chlorit und Epidot durchsetzt sind, sowie Hornblende vor. Ein Diabashorizont ist von einer blauen Hornblende und von Stilpnomenan durchsetzt. Diese Alkalihornblende wurde als Glaukophan bis Crossit (20–60 Mol-% Mg Fe³⁺) identifiziert. Die leicht stengeligen, büscheligen Stilpnomenanaggregate durchdringen die

ebenfalls stengeligen Amphibole, die ihrerseits wieder erstere überwachsen. Die neu beobachteten Glaukophanvorkommen konnten in verschiedenen Dünnschliffen am und südlich des Piz Bovs nachgewiesen werden. Blaue Alkalihornblenden treten sowohl in Gesteinen der Basis-Serie wie auch in der ozeanischen Serie auf.

Die Grünschiefer

Kleinere und grössere Schmitzen sowie etwa 10–20 m mächtige Horizonte bauen die Grünschiefermasse auf, die stark tektonisch überprägt worden ist. Feine, dünne Epidotadern sind zu erkennen. Im Dünnschliff finden wir ein Gemisch von Albit, Chlorit, Epidot, Aktinolith, etwas Quarz und Calcit vor. Die Hauptgemengteile sind dabei Albit, Chlorit und Epidot. Es macht den Anschein, als ob diese Grünschiefer von der Tektonik stark in Mitleidenschaft gezogene Radiolarit-Diabasbrekzien wären, was von der Mineralogie her durchaus vorstellbar wäre. Die im Dünnschliff beobachteten Minerale mit poikiloblastischen Albiten sind für Prasinite typisch.

Die Radiolarite

Meist nur zwischen 50 cm und 2 m mächtig, treten die Radiolarite überall zwischen Aptychenkalken und Ophiolithserien auf. Oft können sie in die Ophiolithe eindringen und auf kürzester Distanz auskeilen. Die Radiolarite lassen sich in eine dominierende rote und eine untergeordnete olivgrüne Varietät unterteilen.

Roter Radiolarit

Die roten Radiolarite können von kieseligen bis tonschieferähnlichen Horizonten fast alle Übergänge zeigen. Meistens herrschen die tonigeren Varietäten vor, doch bestehen einzelne Lagen fast ausschliesslich aus feinkörnigem Quarz. Im Dünnschliff ist die Grundmasse sehr fein laminiert. 65% des Gesteins besteht aus Quarz. Albit, Muscovit und Chlorit, als Clinochlor identifiziert, sind untergeordnet. Hämatit bewirkt die intensive Rotfärbung des Gesteins. Die Tonminerale zeigen deutlich den Laminationscharakter.

Manchmal sind hellere Flecken mit ovalen bis rundlichen Umrissen zu erkennen, die einen scheinbaren Durchmesser von 0,21 bis 0,25 mm zeigen. Es handelt sich dabei um Radiolarien.

Grüner Radiolarit

Wie die roten Radiolarite können auch die grünen alle Übergänge von rein kieseligen bis tonschieferähnlichen Lagen zeigen. Im Gegensatz dazu treten unter dem Mikroskop in der feinkörnigen Grundmasse neben dem dominierenden Quarz Albit und Clinochlor häufiger auf. Hämatit kann nicht nachgewiesen werden. Der erhöhte Clinochlorgehalt dürfte die intensive Grünfärbung bewirken. Hellere, ovale Flecken (scheinbarer Durchmesser 0,21–0,25 mm) sind auch hier als Radiolarien auszumachen.

Aptychenkalk

Stratigraphisch über dem Radiolarit folgen Aptychenkalke mit braungrauer bis grünlicher Anwitterungsfarbe. Feinbankige Kalke wechseln mit dünnsschiefrigen, tonigen Zwischenlagen ab. Daneben treten wenig Kiesellagen auf. Der Aptychenkalk ist im Martegnas-Zug bis zu 40 m mächtig.

Kalkschiefer der ozeanischen Serie

Die Kalkschiefer erreichen stellenweise eine Mächtigkeit von über 100 m. Sie sind feingeschichtet und zeigen an besonders stark tektonisierten Stellen typische Pencil-Struktur. Ihre Anwitterungsfarbe ist Braun bis Braungrau. Dazwischen legen sich tonige Zwischenlagen, die maximal 2 cm mächtig werden. Eigentliche Sedimentationszyklen konnten dabei nicht ausgemacht werden. Es handelt sich nicht um typische Palombini-Kalke. Lateral kommt es zu fliessenden Übergängen zu den Aptychenkalken, eine Abgrenzung ist schwierig. Aufgrund dessen kann den Kalkschiefern wahrscheinlich ein Unterkreidealter zugeordnet werden. Separierte Pollen zur Altersdatierung waren unbestimmt.

5. Parsonzer Serie

Es können die folgenden Einheiten unterschieden werden:

- Parsonzer Flysch
- Karbonatbrekzien-Zug

Der Karbonatbrekzien-Zug

Die Basis des Parsonzer Flysches bildet ein Zug von Karbonatgesteinen mit Brekzien, dessen Mächtigkeit zwischen 15 und 35 m schwankt. Dieser Zug fällt in NNE-Richtung mit etwa 28° ein. Die Aufschlüsse sind an der Westseite, am Südosthang des Grates Piz Martegnas, Pt. 2611 m (Koord. 760.4/161.01), sowie im Blockstrom östlich des Piz Martegnas gut zu studieren. Innerhalb des Karbonatbrekzienzuges können von unten nach oben folgende Gesteine unterschieden werden:

- Dolomit
- Kalkschiefer
- Karbonatbrekzie s.s.

Dolomit

Die Dolomite sind von graubrauner Farbe und von Quarzadern durchsetzt. Sie sind als Blöcke, die bis zu 10 m hoch und 30 m breit sind, anstehend. Der Dolomit ist das stratigraphisch tiefste Element des Karbonatbrekzien-Zuges und hat vermutetes Triasalter.

Kalkschiefer

Als Varietät herbstlaubfarbener Kalkschiefer bildet dieser Horizont eine geringmächtige Trennlage zwischen Dolomit unten und Karbonatbrekzie s.s. oben. Aufgrund seiner stratigraphischen Position kann dem Kalkschiefer Rhät- bis Unterliasalter zugeordnet werden.

Karbonatbrekzie s.s.

Elliptische Kalkgerölle von 3 bis 5 cm Länge und 2 bis 3 cm Breite bilden die Komponenten der Brekzie. Neben kleinen können auch sehr grosse Komponenten, bis zu 12 cm lang und 5 cm breit, vorkommen. Infolge der tektonischen Beanspruchung ist eine leichte Einregelung der Gerölle zu beobachten (Längsachse der Ellipsoide in Lineationsrichtung). Einige Komponenten sind in sich selbst wiederum fein brekziert. Die meisten Gerölle bestehen aus Kalk und Dolomit, wobei Kalk dominiert, sowie untergeordnet aus Feinbrekzien. Stellenweise durchschlagen Quarzadern das Sediment. Die Matrix der Karbonatbrekzie besteht aus einem Gemisch von Calcit, Dolomit und Quarz. Untergeordnet konnten Muscovit und Chlorit identifiziert werden.

Die Karbonatbrekzie s.s. zeigt an verschiedenen Stellen östlich und westlich des Grates Piz Martegnas, Pt. 2611 m (Koord. 760.4/161.01), einen tektonischen Kontakt zu Ophiolithen der ozeanischen Serie des Martegnas-Zuges.

Brekzien dieses Typs werden meist als «Lias-Brekzien» bezeichnet, aber in der Regel ohne stratigraphische Beweise.

Der Parsonzer Flysch

Der Parsonzer Flysch ist das tektonisch höchste und stratigraphisch jüngste Element. Die besten Aufschlüsse sind im Norden und Osten des Gebiets zu finden. Der Parsonzer Flysch besteht aus meist schwarzen, zuweilen grüngrauen Tonphylliten und aus feineren, mittleren und gröberen Kalksandsteinhorizonten.

Schwarze Tonphyllite

Die schwarzen Tonphyllite bilden den mächtigsten Stapel im Flysch. Die Mächtigkeit kann von 5 cm bis zu 22 m betragen. Die Tonphyllite sind äusserst fein laminiert, deshalb sind unter dem Mikroskop Mineralien nur sehr schwer auszumachen. Es konnten neben Tonmineralien vereinzelt Calcit- und Quarzmineralien festgestellt werden. Die schwarzen Tonphyllite sind jedoch praktisch kalkfrei.

Grüngraue Tonphyllite

Die grüngrauen Tonphyllite zeigen weniger starke Verbreitung als die schwarzen. Sie sind aber mit diesen immer vergesellschaftet und bilden oft Wechsellagerungen. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 4 und 15 cm, einige Partien sind bis zu 80 cm mächtig. Im Dünnschliff erkennt man deutlich mehr Calcitmineralien.

Die Kalksandsteine

Die Kalksandsteinhorizonte sind im Parsonzer Flysch überall anzutreffen, obgleich im Osten deutlich weniger Züge auftreten. Sie sind oft um die 25 cm mächtig, schwellen aber häufig auf 1–2,5 m, manchmal sogar auf 4 m an und geben dem Flysch ein markantes Gepräge. Die Kalksandsteine sind mittel- bis feinkörnig, zum Teil auch grobkörnig. Ihr durchschnittlicher scheinbarer Korndurchmesser beträgt etwa 1–2 mm, in grobkörnigeren Lagen bis zu 5,5 mm. Die Sortierung der Komponenten ist schlecht (σ 2,00). Die Kornform der Komponenten ist stark angular bis angular. Die Kornpackung zeigt, dass es fast keine Korn/Korn-Kontakte gibt. Der Zement überwiegt den Detritus bei weitem. Die texturelle Reife nach FOLK (1974) ist submature (Tonmatrix < 5%, Sorting σ 2,00). Die Diagenese zeigt Karbonat- und schwach Quarzzementation an.

Lagerung und Schichtfolge des Parsonzer Flysches

Es gibt keine sicheren sedimentologischen Indizien. Die ausgeprägte tektonische Beanspruchung hat die meisten Sedimentationsspuren verwischt. Einzig auftretende Isokinalverfaltung und gelegentlich Crenulationsspuren sind zu erkennen. In einigen Kalksandsteinzügen ist eine Gradierung zu beobachten. Sowohl Normal- als auch Verkehrtlagerung ist zu erkennen.

Im Flyschprofil am Mot Larig (Koord. 760.9/162.2) liess sich ein Sedimentationszyklus erkennen, der im westlichen Flyschgebiet meines Terrains allgemeine Gültigkeit hat. Auf die markanten Kalksandsteine folgen Wechsellagerungen von dünnen Kalksandsteinbänkchen und Tonphylliten. Sie werden von einer Wechsellagerung zwischen grüngrauen und schwarzen Tonphylliten abgelöst, gefolgt von einem Stapel schwarzer Tonlagen. Darauf folgen wieder die Kalksandstein-/Tonphyllitlagerung, darüber dann wieder Kalksandsteinzüge.

Das Alter des Parsonzer Flysches

Drei verschiedene Methoden wurden für die Altersbestimmung herangezogen. Eine Pollenanalyse der Tonphyllite ergab kein Resultat. Geochemische Untersuchungen wurden an den Kalksandsteinzügen und den Tonphylliten vorgenommen, um eventuelle Spuren von erodiertem, ozeanischem Material nachweisen zu können. Im Dünnschliff konnten der starken Rekristallisation wegen leider keine Fossilien nachgewiesen werden. Dagegen erlaubten Anschlüsse dann tatsächlich Fossilien nachzuweisen. Die grössten Kalksandsteintypen lassen noch fossile Reste erkennen. Aufgrund der vorliegenden Schnitte handelt es sich um Assilinen (siehe Fig. 2), die eindeutiges Tertiäralter, oberstes Paleozän–mittleres Eozän, belegen. Der Parsonzer Flysch ist nach meinen Untersuchungen im Piz Martegnas bei weitem nicht so reich an Fossilien wie von ZIEGLER (1956) beschrieben und angenommen wurde. Herausgewitterte, braune, vermeintlich nummulitenförmige Umrisse haben sich meistens als verwitterte Dolomit-Komponenten erwiesen. Die fossilführenden Handstücke stammen vom Aufschluss Grat Piz Martgnas, Pt. 2611 m (Koord. 760.4/161.01), direkt oberhalb des Karbonatbrekzien-Zuges in den ersten Flyschkalksandstein-Horizonten. Bereits ZIEGLER (1956) beschrieb Nummuliten aus dem östlichen Parsonzer und dem westlichen Arblatsch-Flysch. Mit der Bestätigung

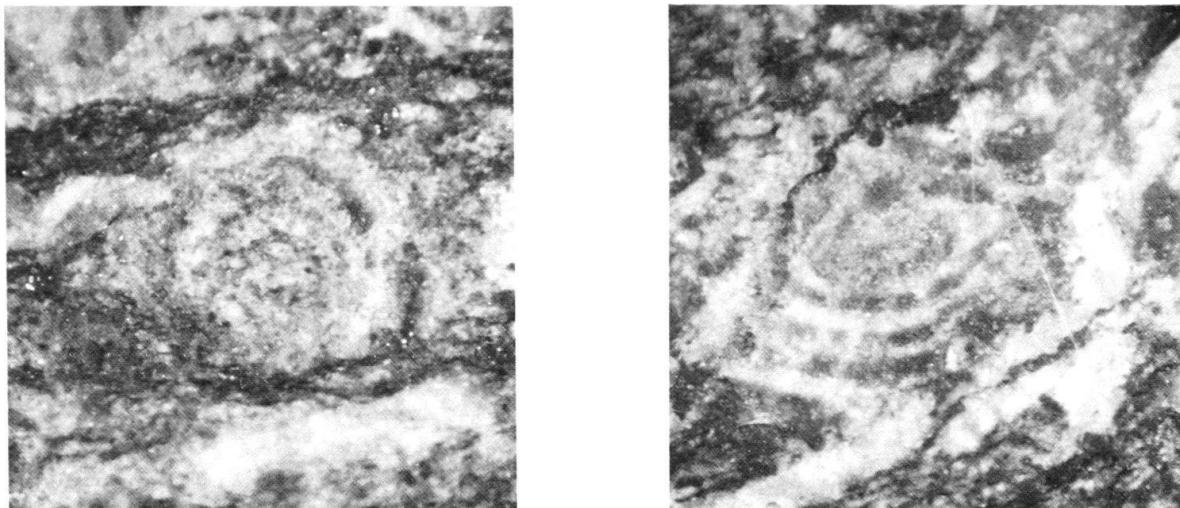


Fig. 2. Anschlüsse eines groben Kalksandsteinhandstückes. Deutlich zu erkennen Assilinen, die Tertiäralter belegen.

dieser Beobachtungen kann dem Parsonzer Flysch nun mit Sicherheit Tertiäralter zugeordnet werden.

6. Metamorphose

Die Ophiolithe des Martegnas-Zuges wurden während der alpinen Gebirgsbildung teilweise überprägt, so dass wir Diabase spilitischer Zusammensetzung, saussuritisierte Gabbros und Serpentinite vorfinden. Die Martegnas-Serie hat Pumpellyit-Fazies- bis Grünschiefer-Faziescharakter. Auftretende Mineralien sind Albit, Pumpellyit, Chlorit, Aktinolith, Epidot, Alkalihornblenden und Stilpnomelan für Basica; Quarz, Albit, Muscovit, Chlorit, Pumpellyit, Aktinolith, Epidot und Stilpnomelan in Sedimenten und Kristallingesteinen. Die in den Diabasen der ozeanischen Serie des Martegnas-Zuges auftretenden Glaukophanmineralien, sowie vereinzelte Relikte in der Basis-Serie könnten ein Hinweis für eine eventuelle (eoalpine?) Mittel- bis Hochdruckphase sein.

7. Tektonik

Der Martegnas-Zug ist auf Gelbhorn-Flysch aufgeschoben. Es sind keine Strukturen im Flysch auszumachen, welche dieser Phase entsprechen würden. Der Martegnas-Zug lässt sich in zwei tektonische Untereinheiten einteilen. Eine erste Einheit bildet ein Basisstapel, der aus einem granitischen Kristallin besteht und von Trias?- (Dolomite) und Jura?-Sedimenten (Marmor, Kalkschiefer) begleitet wird. Diese Schuppe, welche stratigraphisch ältere Serien enthält, wird von einer verkehrtliegenden, typisch ozeanischen Gesteinsabfolge überlagert. Charakterisiert wird dieses Schichtpaket durch Aptychenkalke und damit verbundene Kalkschiefer, die von Radiolariten und Ophiolithserien überlagert werden. Diese ozeanischen Serien sind dabei sehr stark in sich verschuppt und können mehrfach repetiert anstehen. Ein tektonischer Kontakt zu den unterlagernden Basishorizonten ist anzunehmen, aber nirgends sichtbar. Der Parsonzer Flysch mit seiner

Basis, dem Karbonatbrekzien-Zug, ist dem Martegnas-Zug aufgeschoben. Der Kontakt zu den Ophiolithserien ist tektonischer Natur. Der unter anderem von NABHOLZ & THUM (1972) vermutete stratigraphisch-transgressive Kontakt kann keinesfalls bestätigt werden, um so mehr als im Karbonatbrekzien-Zug Trias- bis Juragesteine über den (jüngeren) Ophiolithen liegen. Das Alter des Parsonzer Flysches konnte aufgrund von Assilienfunden als oberstes Paleozän bis mittleres Eozän bestimmt werden. Im penninischen Raum Graubündens sind Tertiärflysche vornehmlich als nordpenninische Flysche bekannt. Es ist jedoch auch möglich, dass der Parsonzer Flysch einem südlichen Raum entstammen könnte. Es kann deshalb nicht mit letzter Sicherheit von einem nordpenninischen Flysch gesprochen werden.

Praktisch alle Bearbeiter (STREIFF 1939, 1962, 1976; ZIEGLER 1956; STAUB 1958; KRUYSSE 1967; DIETRICH 1969) haben den Martegnas-Zug als ein Element der hochpenninischen Platta-Decke angesehen. Viele Indizien sprechen effektiv für die Zugehörigkeit des Martegnas-Zuges zur Platta-Decke. Die klassische, ozeanische Abfolge ist von ähnlichen Stapeln weiter südlich in der Val Saviez in der Platta-Decke nicht zu unterscheiden. Auch die Ophiolithe rund um den Piz Platta zeigen dieselben Charaktere (DIETRICH 1969). Aufgrund dieser Beobachtungen dürfte die Martegnas-Zone, wie dies schon die früheren Bearbeiter postulierten, effektiv der Platta-Decke zuzurechnen sein, ebenfalls dem Piemonttrog entstammen und somit südpenninische Herkunft haben. Ein Vergleich mit der Areua-Bruschghorn-Zone im Liegenden der Westschamser Decken (J. Neher, R. Trümpy, mündl. Mitt.) ist weniger zwingend, obschon dort auch Martegnas-ähnliche Marmore vorkommen.

Die Korrelation des Martegnas-Zuges mit der Platta-Decke führt jedoch zur Schwierigkeit, dass die Hauptmasse der Platta-Decke *über*, der Martegnas-Zug dagegen *unter* den Oberhalbsteiner Flyschen liegt. Der Parsonzer Flysch steht, nach Auffassung STREIFFS (1939, 1962, 1976), im Zusammenhang mit dem Arblatsch-Flysch, der «synklinal» zwischen dem Martegnas-Zug unten und der Curvèr-Serie oben eingeklemmt ist. Die Vergleichsstudien von ZIEGLER (1956) einerseits und NABHOLZ & THUM (1972) andererseits zeigen, dass es sich um eine einzige, zusammenhängende Flyschmasse vom Prättigau über die Lenzerheide ins Oberhalbstein handeln muss. Mittels Schweremineralanalysen (NABHOLZ & THUM 1972) wurde ein nur wenig differenziertes Zirkon-Turmalin-Apatit-Rutil-Spektrum der Kalksandsteintypen zwischen Prättigau und Oberhalbstein ermittelt. Mit Ausnahme des Metamorphosegrades, der von der Anchi- in die Epizone verläuft, liess sich dieser Ruchbergsandsteintypus vom Prättigau bis südlich des Piz Arblatsch verfolgen. Sedimentologische Studien zeigen, dass es sich nach Komponentenbestand, Schweremineralführung und Fossilgehalt wahrscheinlich um ein und dieselbe Formation handelt.

Die Identität des Ruchberg-Sandsteintypus vom Prättigau bis zum Piz Arblatsch im Oberhalbstein ist für NABHOLZ & THUM ein wichtiges Argument für die Annahme einer penninischen Flyschtransgression von oberster Kreide oder Paleozän auf verschiedene, tief- bis hochpenninische Decken. Für eine solche stark diskordante Überlagerung finden sich im untersuchten Gebiet keine Hinweise. Wichtig ist der Karbonatbrekzien-Zug als stratigraphische Basis eines Oberhalbsteiner Flyschdecken-Komplexes.

Als Arbeitshypothese würden wir zur Erklärung der jetzigen Stellung des Martegnas-Zuges unter den Oberhalbsteiner Flyschen folgenden Bewegungsablauf zur Diskussion stellen (siehe Fig. 3). Er enthält keine Stellungnahme in bezug auf *infra*- oder *supra*-Her-

kunft der Schamser Decken. Es sei hier auf laufende Untersuchungen und Arbeiten von SCHMID et al. verwiesen.

Erläuterungen zu Figur 3

1. Phase: Die Platta-Decke schiebt sich über die Schamser Decken hinweg. Die interne Tektonik (Übereinanderstapeln und interne Verschuppung) des Martegnas-Zuges muss älter sein als die Rücküberschiebung. Alter: Post-Gelbhorn-Flysch; ob im Gelbhorn-Flysch Tertiär-Anteile existieren oder nicht, ist eine wichtige, aber noch ungelöste Frage.

2. Phase: Die Rücküberschiebung bewirkt die Ausbildung des Martegnas-Zuges als Keil der Platta-Decke s.s. über den Schamser Decken. Mitgeschleppte und zerbrochene Teile der Schamser Decken liegen als Karbonatbrekzien-Zug dem Martegnas-Zug stell-

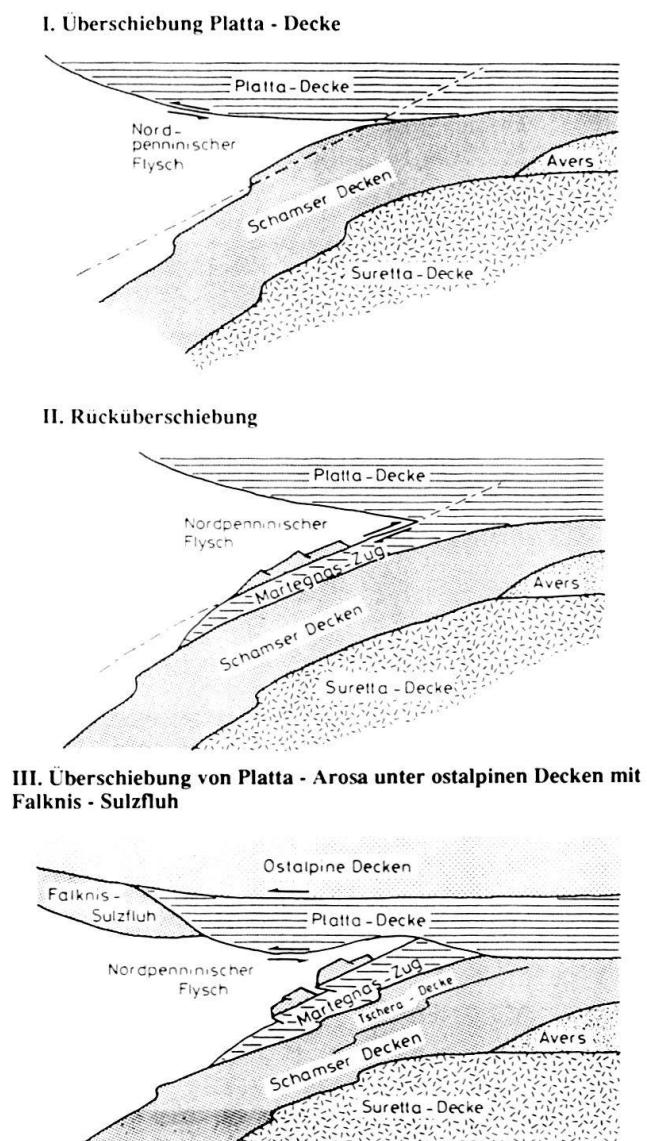


Fig. 3. Tektonisches Modell über den komplizierten Ablauf der involvierten Elemente. Lage des nordpenninischen Flysches über dem Plattelement Martegnas-Zug und unter der Platta-Decke s.s.

lenweise auf (R. Trümpy, mündl. Mitt.). Alter: Post-Parsonzer Flysch, das heisst, post-Oberpaleozän bis Mitteleozän.

3. Phase: Die Überschiebung von Platta-Arosa unter ostalpinen Decken mit Falknis-Sulzfluh bewirkt tektonische Störungen im Martegnas-Zug.

Verdankungen

Diskussionen mit Herrn Prof. R. Trümpy über das «Schamser Dilemma» und die Beziehung zwischen Martegnas-Zug und Platta-Decke einerseits sowie der Position des Parsonzer Flyschs andererseits waren der Auslöser für diese Arbeit. Für die mehrmalige Durchsicht des Manuskripts und der Figuren sowie für das Interesse und die Kritik während verschiedener Diskussionen danke ich Herrn Prof. R. Trümpy recht herzlich.

LITERATURVERZEICHNIS

DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. – Lang & Cie., Bern.

EIERMANN, D. (1984): Geologische Untersuchungen am Piz Martegnas. – Unveröff. Diplomarb. Geol. Inst. ETH Zürich u. Univ. Zürich.

FOLK, R. L. (1974): Petrology of Sedimentary Rocks (S. 1–159). Hemphill Publ. Co., Austin, Texas.

KRUYSSSE, H. A. (1967): Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 49/1, 1–78.

NABHOLZ, W., & THUM, I. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau–Lenzerheide–Oberhalbstein. – Beitr. geol. Karte Schweiz.

SCHMID, F. (1965): Zur Geologie der Umgebung von Tiefencastel (Kt. Graubünden). – Mitt. Geol. Inst. ETH Zürich u. Univ. Zürich.

STAUB, R. (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau; Beziehungen und Probleme. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 103.

STREIFF, V. (1939): Geologische Untersuchungen im Ostschems. – Diss. Univ. Zürich.

– (1962): Zur Beheimatung der östlichen Klippendecken. – Eclogae geol. Helv. 55/1, 77–134.

– (1976): Curvér- und Martegnas-Serien (Platta-Decke s.l.). – Erläutert. zum Kartenblatt 1235 Andeer, geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Schweiz. geol. Komm.

TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, a guide book. Part A: An outline of the Geology of Switzerland. – Wepf, Basel.

ZIEGLER, W. H. (1956): Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 49/1, 1–78.

Manuskript eingegangen am 10. August 1987

Revision angenommen am 29. Februar 1988