

Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig

Autor(en): **Bolli, Hans / Burri, Marcel / Isler, Alfred**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **73 (1980)**

Heft 3

PDF erstellt am: **17.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164989>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Eclogae geol. Helv.	Vol. 73/3	Seiten 779–797	8 Textfiguren, 1 Tabelle und 2 Tafeln	Basel, November 1980
---------------------	-----------	----------------	--	----------------------

Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig

VON HANS BOLLI¹⁾, MARCEL BURRI²⁾, ALFRED ISLER¹⁾,
WALTER NABHOLZ³⁾, NIKOLA PANTIĆ⁴⁾ und PHILIPPE PROBST³⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Neuere Bearbeitungen der Sedimente des nördlichen Penninikums und palynologische Untersuchungen in diesen Gesteinen führten uns dazu, das bis jetzt Bekannte kurz zusammenzufassen und unsere vorläufigen Vorstellungen der Verbindung zwischen den detailliert untersuchten Regionen Brig-Visp und Westgraubünden-Nordtessin darzulegen.

Die erfolgversprechendste Methode zur Datierung von bis anhin als steril betrachteten metamorphen Schieferserien scheinen palynologische Untersuchungen zu sein. So ist es gelungen, mittels charakteristischer Palynomorphen-Assoziationen eine kontinuierliche Bündnerschiefer-Sedimentation vom Lias bis in die Obere Kreide und damit in den überlagernden Flysch nachzuweisen (Via Mala und Prättigau). Ferner konnten auch stark metamorphe Bündnerschiefer (Amphibolit-Fazies) im Val Bedretto und im San Bernardino-Gebiet datiert werden.

In Westgraubünden und im Nordtessin (PROBST 1980) konnten die Bündnerschiefer der Adula-Decke (insbesondere Grava-Serie und Sosto-Schiefer) von den Nordpenninischen Bündnerschiefern (Zone Piz Terri-Lunschania und Zone Tremorgio-San Giacomo) getrennt werden. Letztere sind im nördlichsten Penninikum zu beheimaten und mit den Sedimenten des Gotthard-Massivs zu verbinden. Von den internen Bündnerschiefertrögen waren sie während der Liaszeit durch eine deutliche Schwelle getrennt. In der Rosswald-Serie mit ihrem wahrscheinlich intensiv verfalteten Innenaufbau sehen wir im Moment den westlichsten Teil dieser Nordpenninischen Bündnerschiefer.

Im westlichen Teil (Oberwallis und angrenzende italienische Gebiete) treten folgende tektonische Elemente neu hinzu: Die Veglia-Zone, die gegen Westen in die Fäldbach-Zone (mit Grüngesteinen und mit psephitischen Abfolgen) und die Holzerspitz-Serie aufgetrennt wird. Die basalen Teile der Veglia-Zone und die Holzerspitz-Serie (mit Trias und wahrscheinlich liassischen Bündnerschiefern) scheinen zur Monte-Leone-Decke zu gehören (allerdings in zum mindesten teilweise abgescherter Position), während die tektonische Zuordnung der Fäldbach-Zone problematisch erscheint und in einem vielleicht internen Raum gesucht werden muss. Ferner ist im westlichen Teil die Zone valaisanne (mit Grüngesteinen) vorhanden, die sich bis gegen das Rappental erstreckt und im Moment als internstes Element des nordpenninischen Saumes betrachtet wird.

RÉSUMÉ

Dans les Alpes centrales, de nouveaux travaux ont été entrepris sur les formations sédimentaires du domaine nord-pennique. Accompagnés de recherches palynologiques, ils permettent de présenter quelques idées préliminaires sur les relations qui existent entre deux régions bien connues: celle de Visp-Brig d'une part, et, d'autre part, le nord du Tessin et les Grisons occidentales.

¹⁾ Geologisches Institut der ETH, 8092 Zürich (Schweiz).

²⁾ Faculté des Sciences de l'Université de Lausanne, Collège propédeutique, 1015 Lausanne-Dorigny (Suisse).

³⁾ Geologisches Institut der Universität, Sahlistrasse 6, 3012 Bern (Schweiz).

⁴⁾ Geoloski zavod Univerziteta, 11000 Beograd (Jugoslawien).

La méthode la plus efficace de datation des schistes métamorphiques (les Bündnerschiefer) considérés jusqu'à présent comme stériles, semble bien être la palynologie. Les associations de palynomorphes inventoriées prouvent la continuité de la sédimentation dans ces schistes depuis le Lias jusqu'au Crétacé supérieur et même dans le Flysch terminal. Des schistes très métamorphiques (faciès amphibolitique) ont été datés dans le Val Bedretto et dans la région du San Bernardino.

Dans les Grisons occidentales et dans le nord du Tessin (PROBST 1980) la couverture de la nappe de l'Adula (plus particulièrement l'unité de la Grava et les schistes du Sosto) ont pu être distingués des schistes nord-penniques qui ont pris naissance dans la partie tout-à-fait septentrionale du domaine pennique et qui sont apparemment en continuation de la couverture du Gothard. Au Lias, les schistes nord-penniques sont séparés par un seuil de la partie plus interne de la fosse des Bündnerschiefer. L'unité de Rosswald, qui s'étend du col de San Giacomo à Visp, est considérée comme la terminaison ouest de ces schistes nord-penniques.

Dans la partie occidentale de la région étudiée (Haut-Valais et région italienne limitrophe), la zone de la Veglia, à l'est, est subdivisée, à l'ouest, en unité de Holzerspitz et zone de Fäldbach. La base de la zone de la Veglia et celle de l'unité de Holzerspitz semblent en relation avec la nappe du Monte Leone. La position tectonique de la zone de Fäldbach reste problématique. La zone valaisanne, qui est également présente dans la partie occidentale de la région étudiée, ne dépasse pas le Rappental en direction de l'est. La zone valaisanne est considérée comme l'unité la plus interne de cette bordure pennique septentrionale.

ABSTRACT

New work in the sediments of the northern Pennine domain of the Central Alps and palynological investigations have led to a short review of present knowledge and to the presentation of our preliminary ideas about the relationship between the well-known regions of Brig-Visp and of northern Tessin-western Grison.

The most successful method for dating metamorphic schists (Bündnerschiefer) - until recently regarded as widely non-fossiliferous - seems to be palynology. By means of characteristic palynomorph associations it has been possible to prove in those schists continuous sedimentation from Liassic up to Upper Cretaceous and even into the overlying Flysch. In addition highly metamorphic schists (amphibolite facies) have been dated in the Val Bedretto and San Bernardino region.

In the western Grison and northern Tessin (PROBST 1980) the Bündnerschiefer of the Adula nappe (especially Grava unit and Sosto schists) are separated from the North-Pennine schists which originated from the most northern part of the Pennine domain and which were connected with the sedimentary cover of the Gotthard Massiv. During the Lias, the North-Pennine schists were separated by a swell from the more internal Bündnerschiefer troughs. The Rosswald unit - extending from San Giacomo pass to Visp - has been preliminarily regarded as the westernmost part of those North-Pennine schists.

In the western part of the investigated area (eastern Valais and Italian border) the following tectonic units have been separated: the Veglia zone which has been divided into the Holzerspitz unit and the Fäldbach zone in the western part. The base of both the Veglia zone and the Holzerspitz unit seems to be connected to the Monte Leone nappe. The tectonic position of the Fäldbach zone is problematic. The Valais zone, also appearing in the western part of the investigated area, ends west of the Rappental. The Valais zone is regarded as the most internal unit of the northern Pennine border.

Vorbemerkung

Von drei Seiten her ist im Verlaufe der letzten paar Jahre neues Licht auf die Geologie des nordpenninischen Saumes zwischen Westgraubünden und Brig geworfen worden. Zum ersten führten die palynologischen Untersuchungen an Bündnerschiefern, die im Rahmen eines Forschungsprojekts der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich durchgeführt werden, zu wichtigen neuen Daten hinsichtlich der stratigraphischen Zuordnung in den einzelnen Bündnerschiefer-Abfolgen; von unserem Autorenteam sind N. Pantić, A. Isler und H. Bolli an diesem Forschungsprojekt beteiligt, zuvor war es ferner auch A. Gansser. - Zum zweiten

brachte einer von uns (P. Probst) im Sommer 1979 seine Dissertation zum Abschluss, durch welche die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo eine wesentlich detailliertere Gliederung als bisher bekannt erfahren haben; diese Arbeit steht gegenwärtig als «Beitrag N.F. 153 zur Geologischen Karte der Schweiz» (PROBST 1980) im Druck, und wir entnehmen ihr im folgenden einige wenige Resultate, die zum Verständnis der vorliegenden Arbeit beitragen. – Zum dritten hat einer von uns die Zone valaisanne in der Region von Visp neu bearbeitet (BURRI 1979) und mit seinen Schülern im östlich anschließenden Abschnitt bis ins Binntal einige detaillierte Profilaufnahmen und Kartierungen ausgeführt.

Diese drei Angelpunkte zu neuer Erkenntnis führte unser Autorenteam auf gemeinsamen Feldbegehungen zusammen. Insbesondere legten wir dabei unser Augenmerk auf die Lücke zwischen dem San-Giacomo-Pass und Brig. Sie zu schliessen, ist uns nur in einem ersten groben Konzept gelungen. Detaillierte Arbeit im Gelände und im palynologischen Labor muss hier noch unternommen werden; doch sie dürfte manche Jahre in Anspruch nehmen, so dass es uns angezeigt schien, die Resultate unserer bisherigen gemeinsamen Arbeit zu veröffentlichen.

Jeder aus unserem Autorenkollektiv stand natürlich mit einer Reihe von Mitarbeitern im Kontakt, denen wir an dieser Stelle unseren Dank abstatten; im besondern erwähnen wir: Ayrton und Escher aus Lausanne, Heitzmann, Schläppi und Ziegler aus Bern, Graeser aus Basel, Gansser und Oberholzer aus Zürich.

Palynologische Untersuchungen

Eine der hauptsächlichsten Schwierigkeiten für die biostratigraphische Datierung von Bündnerschiefern bildet deren ausgesprochene Fossilarmut. Diese mag darin begründet sein, dass die Bündnerschiefer in grossen Meerestiefen und überwiegend küstenfern abgelagert wurden, was zur Folge hatte, dass die Kalkschaler, insbesondere die delikaten Mikroformen – wie Foraminiferen und kalkige Nannofossilien –, aufgelöst worden sind (Kompensationstiefen). Gleiches dürfte zum Teil auch für Kieselschaler wie Radiolarien zutreffen, die – wenn auch selten – nachgewiesen werden konnten (BOLLI & NABHOLZ 1959). Die Palynomorphen sind dagegen wegen ihrer ausserordentlichen Resistenz (PANTIĆ & GANSSER 1977) erhalten geblieben. – Ursprünglich vorhanden gewesene Kalkschaler könnten aber auch durch Diagenese und Metamorphose zerstört worden sein.

Während die basalen sowie die stratigraphisch höchsten Teile dieser Ablagerungen wenigstens vereinzelte Fossilien lieferten (HEIM 1891, NABHOLZ 1945, GEYER 1977, BIANCONI 1965, HIGGINS 1964, KUPFERSCHMID 1977, PROBST 1980, A. Uhr, persönliche Mitteilung, für die basalen Teile; ferner für die stratigraphisch höchsten Teile: JÄCKLI 1941, NÄNNY 1948, TRÜMPY 1954, ANTOINE 1971, BURRI 1967 u. a.), wurden aus den dazwischen liegenden Schichten bis vor wenigen Jahren lediglich schlecht bestimmbare Reste – vor allem Radiolarien – bekannt (BOLLI & NABHOLZ 1959).

Angeregt durch ausländische Untersuchungen, die zeigten, dass in metamorphen, Bündnerschieferähnlichen Sedimenten oft doch bestimmbare Palynomorphen wie Sporen, Pollen, Dinoflagellaten und Acritarchen enthalten sind, wurden auch in der Schweiz bisher als fossilarm betrachtete Sedimente entsprechend untersucht, so

von STROHBACH 1963 (Karbon der Tambo-Decke), RYF 1964 (Glarner Verrucano), BADOUX & WEIDMANN 1963 (Flysch, ferner Bündnerschiefer, nicht publiziert) und van Gyzel (Bündnerschiefer, nicht publiziert). Diese ersten Untersuchungen verliefen jedoch mehrheitlich ohne befriedigende Ergebnisse.

Die von einem der Autoren (N. Pantić) für Bündnerschieferähnliche Sedimente in Jugoslawien entwickelten palynologischen Methoden konnten im Rahmen eines speziellen, auf dieses Problem ausgerichteten ETH-Projekts im Querprofil Reichenau-Viamala-San Bernardino erstmals auch im alpinen Raum mit Erfolg angewandt werden. Die entsprechenden Ergebnisse sind in PANTIĆ & GANSSER (1977) zusammengefasst.

Basierend auf diese ersten, erfolgreichen Resultate, wurde eine Reihe von weiteren Bündnerschiefer-Abfolgen nach der gleichen Methodik untersucht und zum Teil bereits publiziert (PANTIĆ & ISLER 1978 und in Vorbereitung; siehe Tabelle). Damit verbunden konnte für jeden Abschnitt der gesamten Zeitspanne der Bündnerschiefer-Sedimentation eine entsprechende, charakteristische Palynomorphen-Assoziation aufgestellt werden (vgl. Tafel 1).

Bis heute sind folgende Profile palynologisch untersucht und datiert worden:

Tabelle: *Bisher palynologisch datierte Bündnerschiefer-Vorkommen.*

ALTER		BÜNDNERSCHIEFER-SERIEN	AUTOREN
Obere Kreide	Cenomanien	Nolla-Kalkschiefer, Via Mala, Umgebung alte Brücke*)	PANTIĆ & GANSSER, 1977
Untere Kreide	Aptien	Valzeina-Serie, 250 m W Valzeina (764 475/202 275)	PANTIĆ & ISLER, 1978
	Barrémien/Hauterivien	Klus-Serie, 500 m WSW Valzeina (764 275/202 125)	
Oberer Jura		Formazora-Serie oder evtl. Schuppenzone, Bedretto, oberes Valleggiatal*)	PANTIĆ & GANSSER, 1977
Mittlerer Jura	—	San Bernardino II*)	PANTIĆ & GANSSER, 1977
	Bajocien	Grava-Serie, 500 m SW Piz Radun (740 300/172 450*)	PANTIĆ & ISLER, in Vorbereitung
	—	Untere Uccello-Zone, San Bernardino I 300 m NNE Kirche San Bernardino (734 775/147 550)	PANTIĆ & ISLER, 1978
Unterer Jura	Oberer Lias	Grava-Serie, 400 m SSW Piz Radun (740 500/172 475*)	PANTIĆ & ISLER, in Vorbereitung

*) Sammelproben, d.h. zusammengefasste Resultate mehrerer (auseinander liegender) Einzelproben.

Diese bisher erzielten Ergebnisse rechtfertigen die infolge der schwierigen Präparation und der geringen Gehalte sehr aufwendigen Untersuchungen.

Sie zeigen, dass man mit Hilfe von palynologischen Methoden die bis jetzt weitgehend als steril betrachteten Bündnerschiefer datieren kann. Damit wird ein

entscheidender Beitrag zur stratigraphischen Gliederung und damit auch zur tektonischen Interpretation dieser bedeutenden metamorphen Sedimentkomplexe der Alpen geleistet.

Von den auf der Tabelle aufgezählten Proben sind einige in dem von unserer Tafel 2 überdeckten Gebiet aufgesammelt worden, nämlich die Proben Bedretto aus dem Oberen Jura (5 km nordwestlich des auf Tafel 2 angegebenen San-Giacomo-Passübergangs) und die Proben aus dem Bajocien sowie dem Oberen Lias vom Piz Radun (am Ostrand unserer Tafel 2); die Lokalität 500 m südwestlich Piz Radun hatte uns schon früher fragliche Radiolarien und einige nicht näher bestimmbar Zwergformen von Gastropoden geliefert (nunmehr Bajocien), die Lokalität 400 m SSW Piz Radun lediglich fragliche Radiolarien, die wir nun also nach unserer palynologischen Bestimmung in den Oberen Lias stellen können (siehe BOLLI & NABHOLZ 1959, S. 258–259). – Zahlreiche weitere Profile durch Bündnerschiefer-Schichtreihen, längs denen wir ebenfalls Proben aufsammelten, sind auf der Tabelle nicht angegeben. Die im Tomül-Lappen zum Grenzbereich Bärenhornschiefer/Nollatonschiefer gehörende Abfolge im nördlichen Turraberg-Tobel (auf Tafel 2 bei den ü-Punkten von Piz Tomül) lieferte beispielsweise Hinweise auf ein mittelljurassisches Alter, die jedoch noch bekräftigt werden müssen. Keine befriedigenden Resultate ergaben sich bisher aus Proben, die wir auf gemeinsamen Exkursionen in folgenden Gebieten entnahmen: Safiental, Valser Tal, Val Blenio nördlich Olivone und am Grumascio-Hügel, Val Bedretto bis Cristallina-Gebiet, Nufenen-Griespass-Gebiet, Binntal, Region von Visp.

Von allgemeiner Bedeutung ist das durch die palynologischen Untersuchungen erbrachte Resultat, dass es Bündnerschiefertröge gibt, in denen die Sedimentation kontinuierlich vom Lias bis in die Obere Kreide – und damit in den überlagernden Flysch – hinaufreicht (Via Mala und Prättigau). Der Raum der Tethys mit seinen Becken wird damit in seinen Entwicklungsstadien besser erklärt werden können.

Abschnitt östlich des San-Giacomo-Passes

Die geologischen Verhältnisse in diesem vom San-Giacomo-Pass über das Val Bedretto, die Leventina, den Raum von Olivone, das Lugnez bis zum Safiental reichenden Nordsaum des Penninikums im Süden des gotthardmassivischen Mesozoikums (vgl. Tf. 2) illustrieren wir hier nur kurz, denn dieser Abschnitt ist – wie in der Vorbemerkung gesagt – in der Arbeit PROBST (1980) ausführlich behandelt. Dieser Arbeit entnehmen wir einige wenige Textfiguren, die wir im folgenden kurz erläutern, um damit den Überblick und das Verständnis für den westlich anschließenden Abschnitt zu bekommen. Figur 1 zeigt die auf Tafel 2 ausgeschiedenen Nordpenninischen Elemente (Zone Piz Terri-Lunschania und Zone Tremorgio-San Giacomo) in ihrer ursprünglichen Lage vor den alpidischen Deformationen.

Man beachte den granitischen und damit durchwegs kontinentalen Sockel, dem im Norden des Gotthard-Massivs (Ilanz-Urseren-Zone) und in der Mitte des Nordpenninischen Raumes (Soja-Lebendun-Decke) die permokarbonischen Verrucano-Sedimenttröge auflagern. Die Trias zieht in ziemlich gleichbleibender Faziesentwicklung durch. Etwas näher eingehen müssen wir im folgenden auf die post-triassischen Abfolgen, die in Figur 1 mit ihren Namen bezeichnet sind.

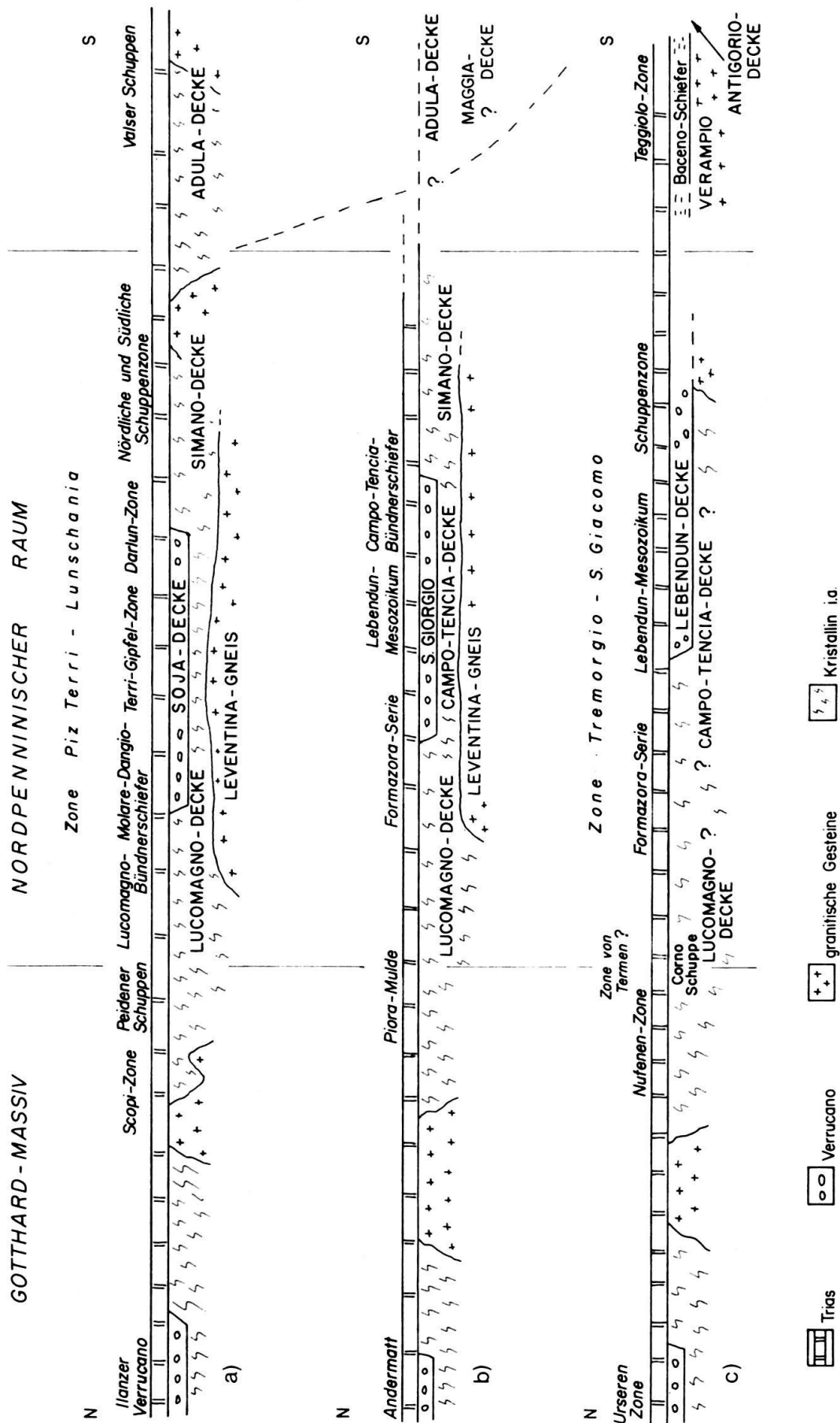


Fig. 1. Schematische «Abwicklung» des Nordpenninischen Raumes anhand von drei Nord-Süd-Profilen. (Diese Figur entspricht Figur 30 in Probst 1980.)

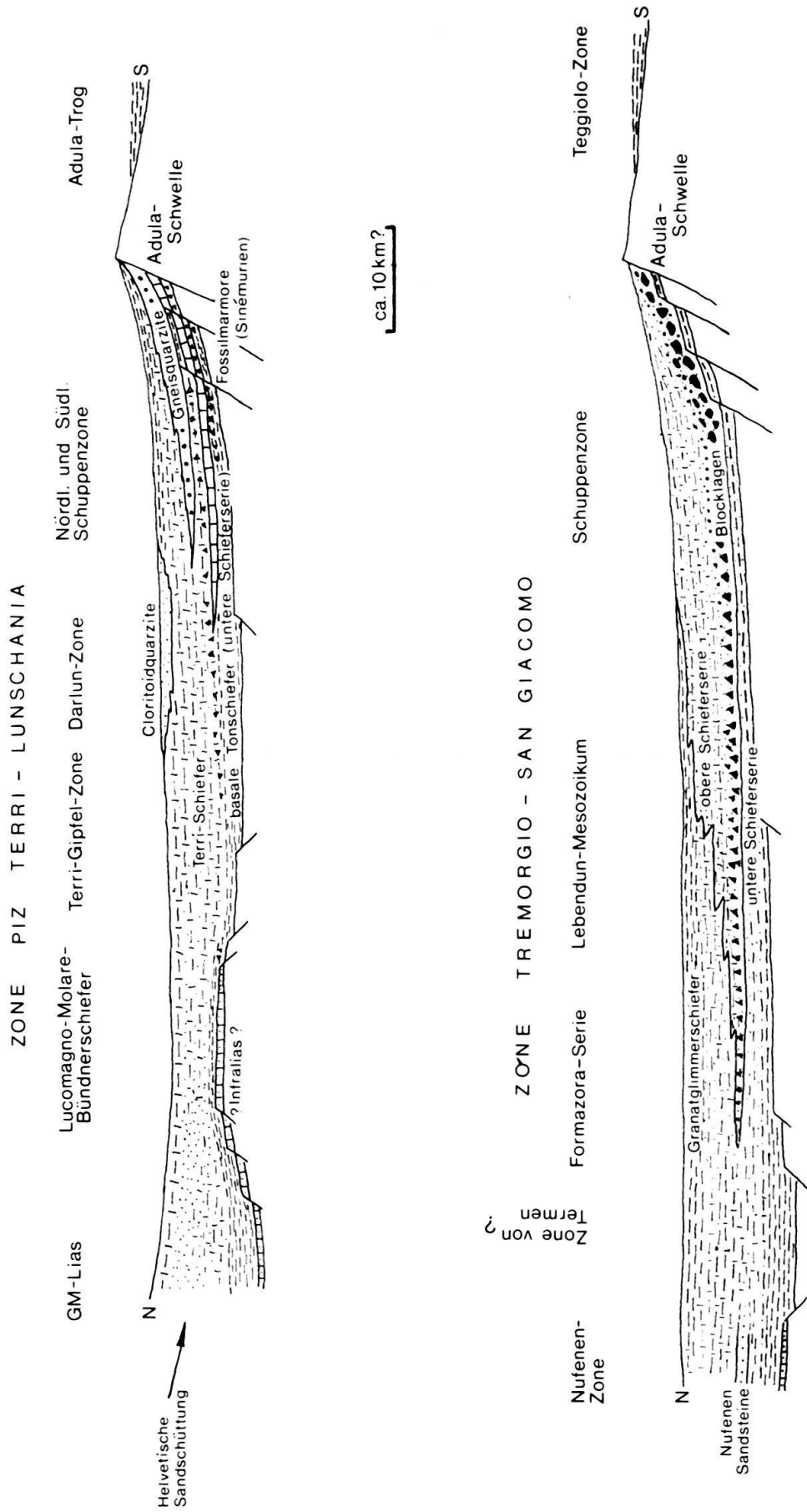


Fig. 2. Hypothetische Profile durch den Ablagerungsraum der Nordpenninischen Bündnerschiefer. (Diese Figur entspricht Figur 32 in PROBST 1980.)

Die auf Tafel 2 im Osten ausgeschiedenen tektonischen Elemente Valser Schuppen und Aul-Lappen, Grava-Serie und Tomül-Lappen sind in der genannten Reihenfolge von Norden nach Süden im Adula-Trog (vgl. Fig. 2) zu beheimaten. Im Gegensatz zu dem extern der Adula-Schwelle gelegenen Nordpenninischen Raum führt nur der Adula-Trog (Vals-Misox) mesozoische Grüngesteine, und dies teilweise in sehr grosser Mächtigkeit; letztere bleiben südlich der Linie Lunschania-Piz Radun (vgl. Tf. 2) zurück, erreichen also das externe Band nicht, das aus der Grava-Serie im Osten durch das Lugnez gegen Südwesten zum Sosto zieht und weiter über den Pizzo Molare in die Leventina und durchs Val Bedretto bis 2 km nordöstlich des San-Giacomo-Passes.

Figur 2 gibt den Überblick über die Sedimentationsverhältnisse, unter denen sich die Nordpenninischen Bündnerschiefer vom Lias an abgelagert haben. Wichtig ist vor allem die neue Erkenntnis, dass der Sedimentationsraum über dem südlichen Gotthard-Massiv ohne Schwelle in das Nordpenninische Becken überleitet, das seinerseits an seinem Internrand während der Liaszeit durch eine deutlich hervor-

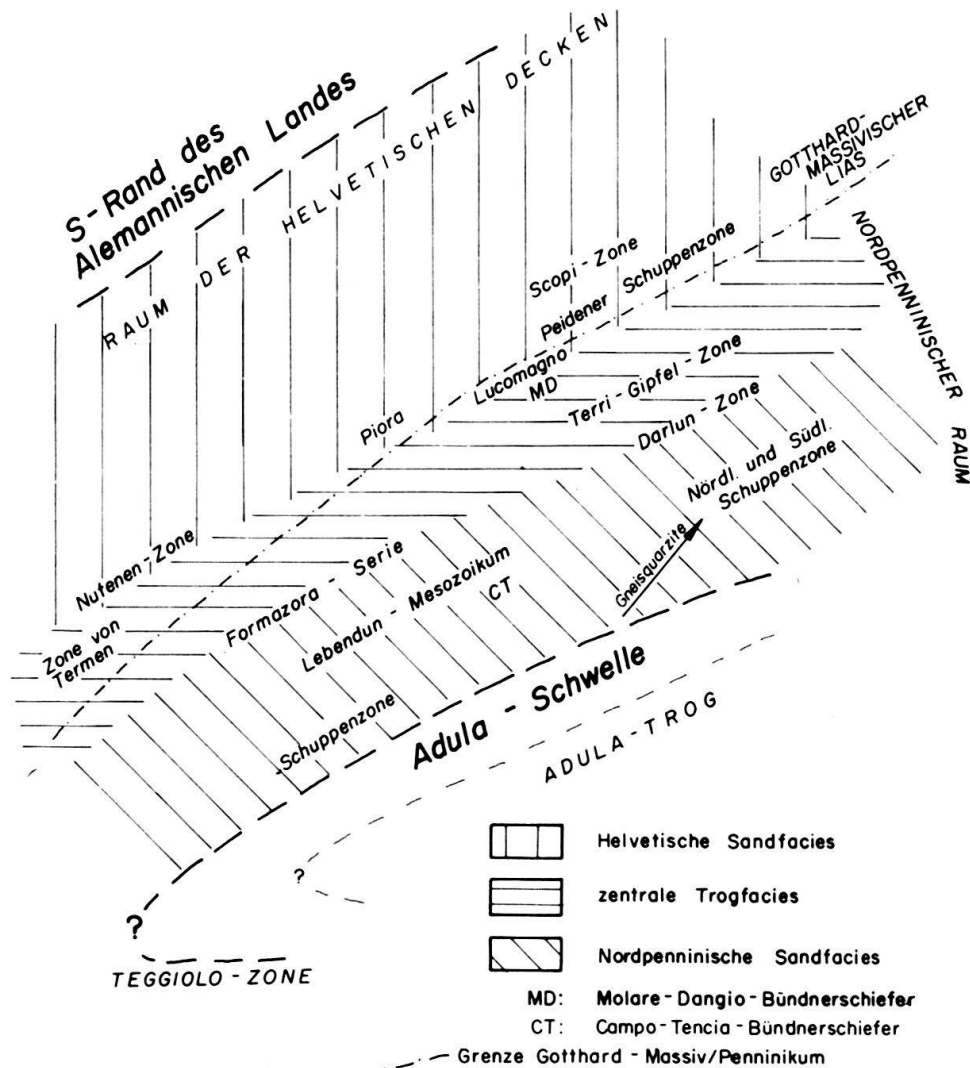


Fig. 3. Palinspastische Kartenskizze des Nordpenninischen Ablagerungsraumes zur Lias-Zeit. (Diese Figur entspricht Figur 31 in PROBST 1980.)

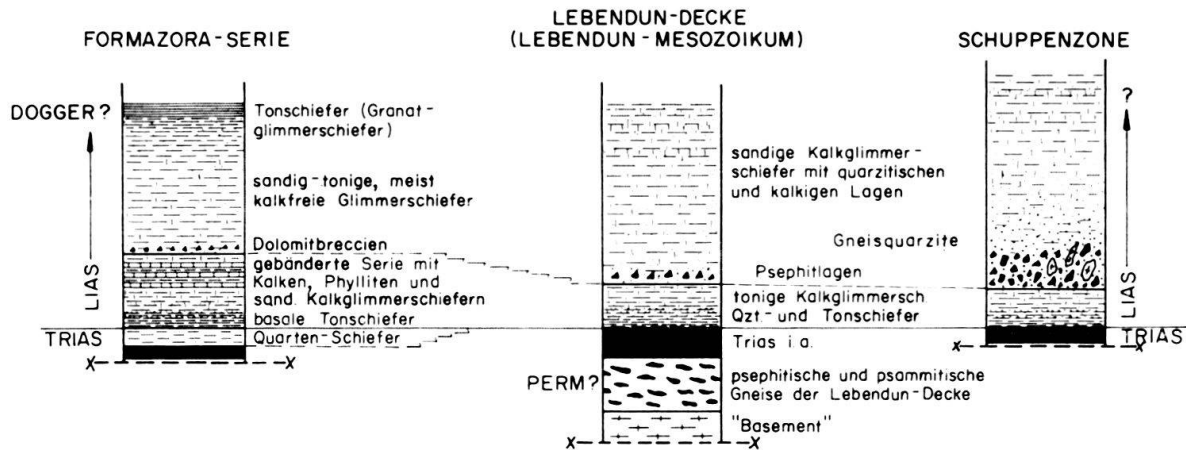


Fig. 4. Idealisierte Normalprofile der tektonischen Einheiten der Zone Tremorgio-San Giacomo. (Diese Figur entspricht Figur 23 in PROBST 1980.)

tretende Schwelle begrenzt wird. Figur 3 vermittelt das zugehörige palinspastische Bild, das wir leider im Südwesten der Kartenskizze mit Fragezeichen versehen müssen, weil wir die südwestliche Fortsetzung noch nicht klar überblicken (siehe Beginn des letzten Abschnitts in unserem Text unter «Zone valaisanne»).

Um den Anschluss bis ins Oberwallis zu erhalten, interessieren uns hier besonders die geologischen Verhältnisse im Val Bedretto, wo drei eng miteinander verwandte Schichtreihen auseinandergehalten werden können (siehe Fig. 4). Die ursprüngliche Lage dieser Schichtreihen ist schon in Figur 2 gegeben worden. Ihr Aufbau musste aus einem verwickelten tektonischen Bau herausgeschält werden, auf den wir hier nur knapp eingehen (Näheres hiezu siehe in PROBST 1980). Figur 5 zeigt das geologisch-tektonische Kartenbild, dessen Verständnis durch die beiden Profile der Figur 6 ergänzt wird. Aus diesen Illustrationen geht hervor, dass es von der Zone Tremorgio-San Giacomo vor allem die Formazora-Serie ist, die unter dem San-Giacomo-Pass hindurch gegen Westen weiterzieht.

Abschnitt westlich des San-Giacomo-Passes

Im Westen des San-Giacomo-Passes lassen sich folgende tektonische Einheiten über das Griespass-Gebiet und durch das Oberwallis bis in den Raum Brig-Visp weiterverfolgen: das Gotthard-Massiv, seine mesozoische Hülle und die Zone Tremorgio-San Giacomo (vgl. Tf. 2). Letztere erreicht bei Visp den südlichen Tal Fuss der Rhonetalebene und verschwindet etwa 10 km westlich Visp definitiv unter den Talalluvionen. Neu hinzu kommen im Abschnitt westlich des San-Giacomo-Passes die Zone valaisanne und die Veglia-Zone; letztere geht gegen Westen in die Holzerspitz-Serie der Monte Leone-Decke und in die Fäldbach-Zone über.

Die Zone Tremorgio-San Giacomo

Zwischen dem San-Giacomo-Pass und dem Binntal kennen wir diese Zone nur von cursorischen Begehungen, also keineswegs im Detail wie östlich des San-Giacomo-Passes. Die Angaben aus publizierten Arbeiten helfen nur wenig weiter,

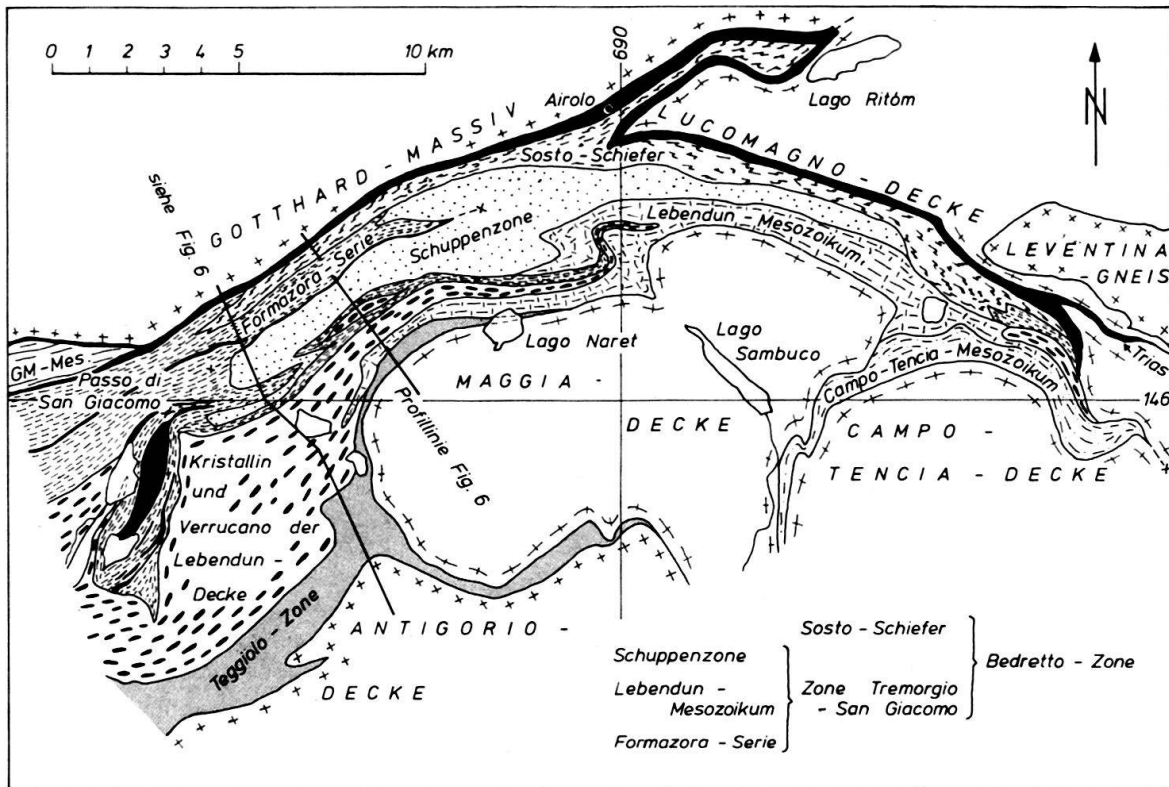


Fig. 5. Geologisch-tektonische Kartenskizze Val Bedretto-Leventina.

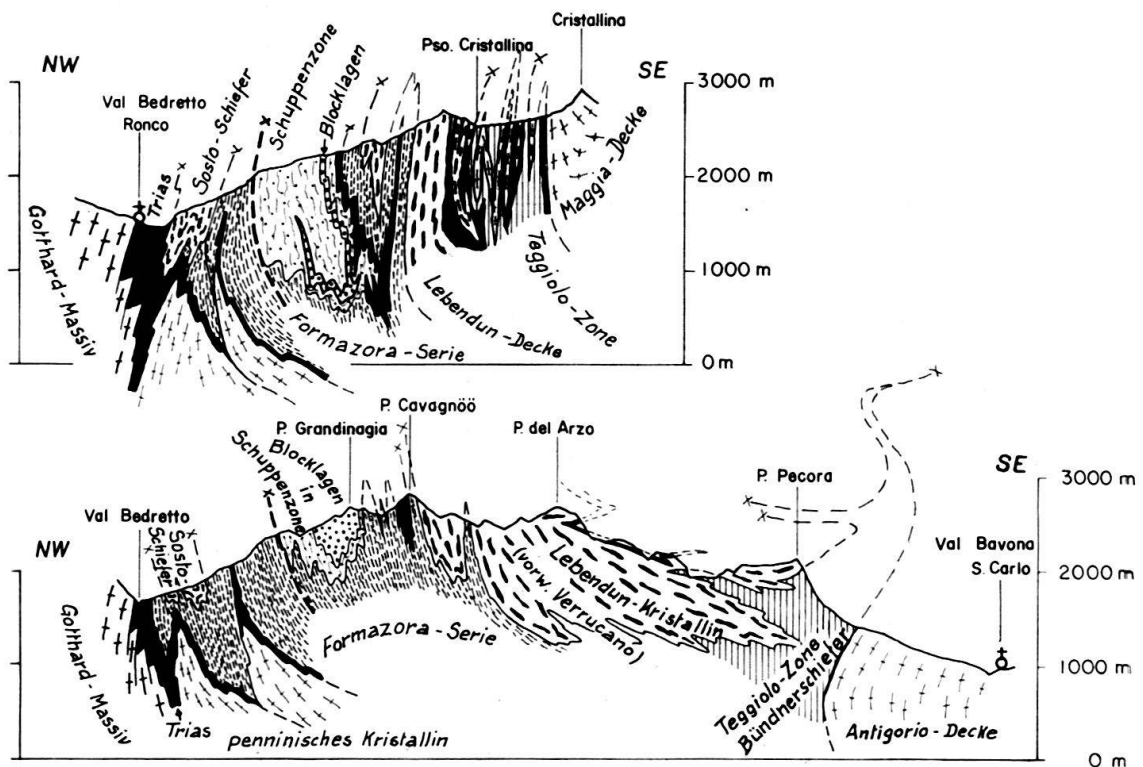


Fig. 6. Geologische Profile vom Val Bedretto nach Südosten. Entnommen aus Profiltafel II, PROBST 1980.

weil die eintönige Bündnerschieferabfolge zu keinen Gliederungsversuchen Anlass gegeben hat. Wenn wir mit Hilfe der guten Karte in HANSEN (1972) vom unteren Profil der Figur 6 den Anschluss nach Westen suchen, so lässt sich der in der Mitte der Formazora-Serie gelegene Triaszug, der 1 km südlich der Talkerbe des Val Bedretto zutage tritt, 1 km südlich des Griespasses auf der Alp Bättelmatt wiederfinden. Hier gehört er mit Trias-Quarziten, -Rauhwacken und -Dolomiten zu einer komplexen Antiklinalstruktur, die umhüllt ist von hellen Marmoren mit Kieselbändern und schwarzen, häufig granatführenden Tonschiefern. Gegen Norden schliesst an diese Antiklinalstruktur eine über 1 km mächtige Abfolge von steilstehenden, sandigen Kalkschiefern an. Sie bilden hier die Hauptmasse der Zone Tremorgio-San Giacomo und reichen bis zum Südrand des gotthardmassivischen Mesozoikums, das längs des Südufers des Griessees durchzieht.

Diese Abfolge von steilstehenden, sandigen Kalkschiefern zieht gegen WSW in den Gebirgskamm auf der Nordflanke des Binn-tals weiter, wo sie über 2,5 km Mächtigkeit erreicht (LÜTHY 1965, S. 54). In ihrer Fortsetzung gegen WSW gelangen wir in die neu aufgeblühte Feriensiedlung Rosswald, die 1900 m hoch auf einem Bergrücken südöstlich Brig liegt. Die guten Aufschlüsse auf diesem Bergrücken haben uns veranlasst, den informellen Begriff *Rosswald-Serie* einzuführen. Sie besteht aus sandigen Kalkschiefern, die vorwiegend gut gebankt sind, eine gelbbraune Verwitterungsfarbe und einen graublauen frischen Bruch aufweisen. Je nach dem Glimmergehalt (Muskowit-Serizit, seltener Biotit) schalten sich zwischen die sandigen Kalkbänke Schieferlagen ein, lokal auch dunkle Tonschieferlagen. Als Ganzes macht die Rosswald-Serie einen kompakten Eindruck, verhält sich verwitterungsresistent und baut deshalb die markante Gebirgskette Bättelmatthorn-Blinnenhorn-Mittaghorn-Grosses Fülhorn-Bättlihorn-Fülhorn-Glishorn auf. Die Flussläufe der Binna und der Saltina durchqueren sie in engen und tiefen Schluchten.

Aus den Verhältnissen im Bedrettal (Fig. 5) leiten wir ab, dass die Rosswald-Serie zur Fortsetzung der Zone Tremorgio-San Giacomo gehört, in der Hauptsache vielleicht zur Fortsetzung der Formazora-Serie (vgl. Fig. 4). Nicht ins Bild der Formazora-Serie passen indessen die Aufschlüsse am Nordende des Profils der Twingi (Name der Binnaschlucht unterhalb Binn, durch die heute ein 1,9 km langer Strassentunnel führt). Eine Wanderung durch die Twingi auf der alten Strasse (ausserhalb des Strassentunnels) zeigt eindrücklich den monotonen Aufbau der Rosswald-Serie, die aus sandigen Kalkschiefern besteht. Aus der Beschreibung von LÜTHY (1965, S. 60) entnehmen wir: «Die härteren, widerstandsfähigeren Lagen bestehen aus Calcit und Quarz, wobei der Calcit im allgemeinen überwiegt. Die Mächtigkeit der einzelnen «Bänke» kann von cm bis zu einigen dm reichen. Die weicheren und witterungsanfälligeren tonigen Lagen variieren zwischen Glimmerlagen auf der Schieferungsfläche bis zu cm-mächtigen tonigen Lagen, die nebst Glimmer weitere metamorphe Neubildungen enthalten. Die für die sandig-kalkigen Bündnerschiefer so typischen weissen Linsen und Schnüre aus Calcit und Quarz fehlen nie, können jedoch in ihrer Häufigkeit und Mächtigkeit variieren.» Steigt man nun vom Nordausgang des Strassentunnels an der Lokalität Steimatta ins Flussbett der Binna ab, markiert eine dünne und nur 3 m lange Triaslamelle 10 m oberhalb des Flusslaufs die Nordgrenze der Rosswald-Serie. Diese Grenze zieht auf

der linken Seite der Binnaschlucht durch den Holöüwegrabe nach Südwesten hinauf, und extern schliesst der hier wenig charakteristische «Flyscht plaqueté» der nur noch 250 m mächtigen Zone valaisanne an (siehe hinten, Schluss des ersten Abschnitts unter dem Titel «Die Zone valaisanne»).

Von der genannten Grenztrias gegen Süden finden sich in den ersten 50 m die oben beschriebenen sandigen Kalkschiefer, dann folgt in einem von der Binna saubergewaschenen Aufschluss eine einige Meter mächtige Bank einer polygenen Psephitlage. Ihre Kristallinkomponenten sind bis 60 cm lang und 20 cm breit. Unter den Komponenten fallen ferner viele sehr dunkle Dolomite, Kalkmarmore, Biotitglimmerschiefer usw. auf. Gegen Süden geht diese polygene Psephitlage, scheinbar ohne scharfe Grenze, in die monotone Abfolge der sandigen Kalkschiefer des Twingi-Profiles über. Die polygene Psephitlage gleicht in ihren lithologischen Merkmalen auffällig den Psephiten in der Schuppenzone des Bedrettotals (vgl. Fig. 2 und 4), so dass der Gedanke an eine direkte Verbindung naheliegt. Wie im Osten wäre dann auch hier ein primär internes Element der Zone Tremorgio-San Giacomo in eine heute externe Position verfrachtet worden. Mit diesem Hinweis sei ferner festgehalten, dass wir uns bedeutende strukturelle Komplikationen im Innenaufbau der Rosswald-Serie vorstellen könnten.

Mit der Monte Leone-Decke verknüpftes Mesozoikum

Eng verknüpft mit dem Verlauf des Kristallins der Monte Leone-Decke sind die Veglia- und die Fäldbach-Zone. Im Binntal bezeichnen wir den internen Teil der Veglia-Zone mit unserem neu eingeführten informellen Begriff Holzerspitz-Serie. Die letztgenannte Serie und die Fäldbach-Zone sind im Gebirgskamm, der das Binntal vom Fäldbachtal trennt, gut aufgeschlossen, worüber das in Figur 7 wiedergegebene Profil im Detail orientiert.

Die *Holzerspitz-Serie*, die an sichere Trias (Schichtglieder 2 und 3 auf Fig. 7) anschliesst, umfasst einige Schichtglieder (insbesondere 6, eventuell auch 11 und 13), die eine auffällige lithologische Affinität zu sicheren Lias-Bündnerschiefern aufweisen. Gegen Osten zieht die Holzerspitz-Serie weiter bis in die Gegend des Lago di Sabbione (früher Lago di Osand genannt), wo sie in die hier von HANSEN (1972) beschriebene und kartierte Veglia-Zone einmündet. Zur Veglia-Zone gehört aber nach HANSEN wie auch nach JOOS (1969), der das südlich anschliessende Gebiet kartiert und beschrieben hat, ebenfalls die Fortsetzung der Fäldbach-Zone. Dies hat uns veranlasst, die Fäldbach-Zone auf unserer tektonischen Übersichtskarte Tafel 2 beim Lago di Sabbione in den Externrand der Veglia-Zone auslaufen zu lassen. – Folgt man der Holzerspitz-Serie von der Typlokalität im Binntal gegen Westen, nimmt ihre Mächtigkeit kräftig ab (vgl. Tf. 2).

Die Holzerspitz-Serie mit der unterlagernden Trias wird im allgemeinen als mesozoische Hülle der Monte Leone-Decke aufgefasst. Die basale Trias ist indessen im Gebiet des Turbegletschers (Nordostende des Binntals) durch tektonische Laminierung stark reduziert worden. Jedenfalls haben längs der Grenzfläche kristalliner Sockel/mesozoische Hülle bedeutende Bewegungen stattgefunden, die sogar dazu führen, den Gedanken zur Diskussion zu stellen, dieses Mesozoikum sei ursprünglich nicht über dem Monte Leone-Kristallin abgelagert worden.

Die *Fäldbach-Zone* (früher «Feldbach» geschrieben) ist von LÜTHY (1965, S. 55) definiert worden. Auf unserer Figur 7 umfasst sie die Schichtglieder 15–23. Als erstes stellt sich die Frage, wie die bis 500 m langen und 10 m dicken Dolomitlinsen (Schichtglied 17) zu erklären sind: Handelt es sich um beachtlich voluminöse

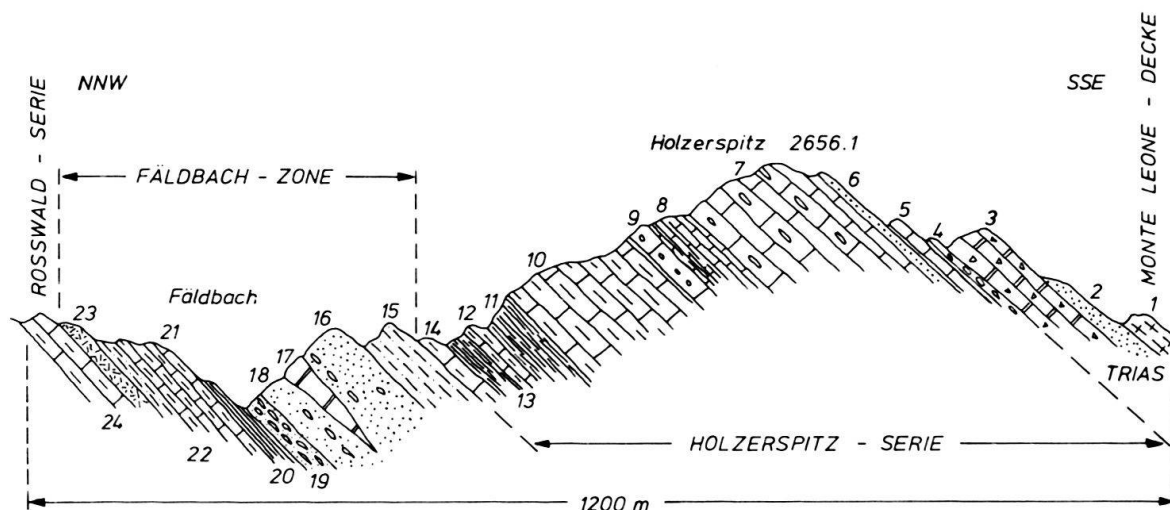


Fig. 7. Geologisches Detailprofil Fäldbach-Holzerspitz auf der Nordflanke des Binntals.

24 = Sandige Kalkschiefer. Basis der Rosswald-Serie.

Fäldbach-Zone

23 = Prasinite, 10 m. 22 = Etwas seifige, feine Quarzitschiefer, vom Typus Quartenschiefer, 5 m. 21 = Ziemlich massige und homogene Kalkschiefer, 40 m. 20 = Schwarze Siltschiefer, reich an Granat, 20 m. 19 = Psephit: Quarzit als Grundmasse mit zahlreichen dezimetergrossen Geröllen und Blöcken aus Triasdolomit. 18 = Identische Quarzite wie Schichtglied 16, 20 m. 17 = Gelber Triasdolomit, der mit 10 m Mächtigkeit über eine Länge von etwa 500 m aufgeschlossen ist. 16 = Helle, grobkörnige Quarzite von gneisartigem Habitus, in meterdicken Bänken massig gelagert. Stellenweise enthalten die Quarzite dezimetergrosse Komponenten von gelbem Triasdolomit, gehen also in grobe Psephite über. Wahrscheinlich kommen auch Komponenten aus Granit, Zweiglimmergneisen, Quarziten usw. vor, die stark deformiert und nur mit Mühe von der groben Matrix zu unterscheiden sind. – Dieses etwa 30 m mächtige Schichtglied lässt sich als Härting im Gelände deutlich verfolgen. 15 = Geschieferte und plattige Quarzite, die in jeder Hinsicht mit Perm-Quarziten identisch sind. Diese weissen, grobbsammitischen und glimmerführenden Quarzite enthalten stellenweise psephitische Lagen mit zentimetergrossen blauen Kalkkomponenten. – Diese rund 20 m mächtigen Perm-Quarzite bilden eine im Gelände deutlich hervortretende Rippe.

Holzerspitz-Serie

14 = Kalkschiefer, 10 m. 13 = Schwarze, siltige und harte Granatschiefer, 10 m. 12 = Grobbankige Kalkschiefer, ziemlich homogen gelagert, 10 m. 11 = Schwarze, siltige und harte Granatschiefer (wie 13), 20 m. 10 = Grobbankige Kalkschiefer, ziemlich homogen gelagert (wie 12), 100 m. 9 = Sandige Kalkschiefer, stellenweise mikrokonglomeratisch, 20 m. 8 = Leicht tonige Kalkschiefer, meistens unter Gehängeschutt, etwa 30 m. 7 = Leicht sandige Kalkschiefer, stellenweise konglomeratisch ausgebildet mit grossen schwarzen Kalkkomponenten, die rostbraun verwittern. Die ausgeprägte Schieferung erzeugt einen wenig kompakten Gesamtgesteinskörper, aus dem nur einzelne Bänke hervortreten, 50 m. 6 = Schwarze Siltschiefer und gelbe Schieferquarzite, reich an grossen Granaten, 30 m. 5 = Gelb anwitternde, geschieferte und wenig kompakte Kalkbank, auf frischer Bruchfläche hell und zuckerkörnig, 5 m. 4 = Hell anwitternde Breccie mit blauen Kalkkomponenten in kalkigem Bindemittel, 2 m.

Trias und Kristallin der Monte Leone-Decke

3 = Weisses Dolomit und blaue Kalke der Oberen und Mittleren Trias, die auf der Nordflanke des Binntals wegen ihres hangparallelen Einfallens grossflächig aufgeschlossen sind, 40 m. 2 = Weisse massige Quarzite der Untertrias, 20 m. 1 = Zweiglimmergneis des Kristallinkerns der Monte Leone-Decke.

Blöcke, die ins Sedimentationsbecken geglitten sind, oder um einen tektonisch zeretzten und in Linsen aufgelösten Triaszug, der die Basis einer tektonischen Einheit bildet? Kommt man entlang dieser Zone von Westen her zum Fäldbach, neigt man zur erstgenannten Erklärung, erreicht man den Fäldbach aber von Osten her aus dem Gebiet des Lago Sabbione, leuchtet die zweitgenannte Erklärung ein. Vor die analoge Frage wird man bei Betrachtung der Prasinitvorkommen (Schichtglied 23) gestellt. Häufig treten sie in Form allseitig begrenzter Körper innerhalb der Konglomeratlagen auf, manchmal aber bilden sie mehr als 1 km lange, dünne Prasinitzüge innerhalb der Kalkschiefer und erwecken damit nicht den Eindruck von riesigen eingesedimentierten Blöcken.

Gegen Osten lässt sich die Fäldbach-Zone gut verfolgen. Schon SCHMIDT & PREISWERK (1908) haben auf ihrer Karte die charakteristischen Trias- und Grüngesteinsvorkommen ausgeschieden. Wir gelangen über den Lago di Sabbione in die Westflanke des Banhorns, die von HANSEN (1972) gut kartiert ist und – wie

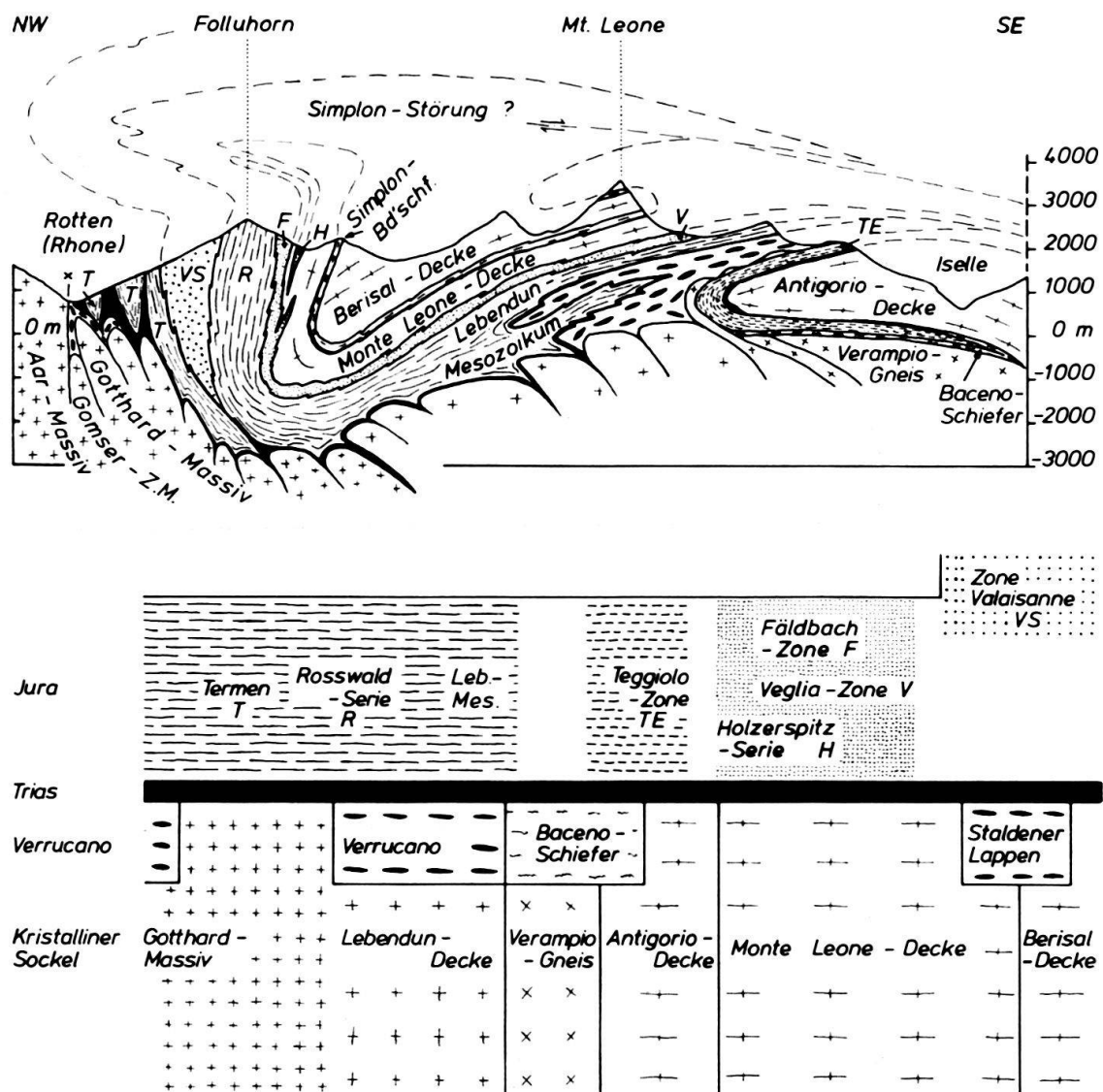


Fig. 8. Geologisch-tektonische Profilskizze durch das Simplongebiet.

oben erwähnt – zu seiner Veglia-Zone gehört. Hier erreichen die Prasinitzüge grosse Mächtigkeiten.

Gegen Westen zu wird die Fäldbach-Zone sukzessive mächtiger und enthält am Saflischpass grosse Gipsmassen. In ihrer weiteren Fortsetzung nimmt sie an Mächtigkeit ab, begleitet den Eistengneis und lässt sich mehr oder weniger gut identifizierbar ins Nesseltal verfolgen. Dann findet sie sich wieder auf der linken Seite des Nanztals, weiterhin im Süden von Visp und verschwindet schliesslich 5 km westlich Visp im südlichen Talhang des Rhonetals. In diesem westlichsten Abschnitt ist die Fäldbach-Zone im Gelände durch folgende Merkmale zu erkennen: Vorkommen von Grüngesteinen, die hier als Serpentinite ausgebildet sind, und Vorkommen von kalkigen Quarzitschiefern, bei denen es sich wahrscheinlich um stark deformierte Blöcke von Quartenschiefern handelt. Ferner sind entlang der Strasse Visp-Zeneggen schwarze Tonschiefer und einige psephitische Schichtglieder aufgeschlossen.

Stellen wir uns zum Schluss die wichtige Frage, wie die Fäldbach-Zone im penninischen Raum einzuordnen ist. Handelt es sich um die stratigraphische Basis der Rosswald-Serie? Das Vorkommen von Grüngesteinen spricht dagegen, führt vielmehr dazu, ihre Herkunft aus einem weit inneren Raum abzuleiten, nämlich aus dem Raum über dem Monte Leone-Kristallin. Die Fäldbach-Zone liegt heute vor der Stirn des Monte Leone-Kristallins. Die Schichtreihe, die heute über dem Rücken dieses Kristallins am Simplonpass und in der Gipfelregion des Monte Leone liegt, scheint wenige Merkmale der Fäldbach-Zone aufzuweisen. Vielleicht gehört die Simplonpass-Schichtreihe zu den zentralen Teilen des mesozoischen Leone-Troges, während die Fäldbach-Zone mit ihren Breccianschüttungen und Grüngesteinen primär am externen Trogrand anzusiedeln ist (vgl. Fig. 8). Ausdrücklich sei festgehalten, dass dies einstweilen Modellvorstellungen sind, die durch vertiefte Feldarbeit erhärtet werden müssen. So muss auch die Möglichkeit, die Fäldbach-Zone der Zone valaisanne zuzuordnen, in Betracht gezogen werden, doch sprechen die zu verschiedenartigen Abfolgen gegen diesen an sich verlockenden Gedanken.

Die Zone valaisanne

Die heutigen Kenntnisse über diese Zone im Abschnitt zwischen Visp und Brig sind kürzlich von einem von uns dargelegt worden (BURRI 1979). Hier erscheint die Zone valaisanne in einem breiten *internen Band*, das aus dem Raum Visp gegen Südwesten aufsteigt und die sedimentären Synklinalstrukturen zwischen den prä-triassischen Kernen des Gebidum-Lappens, des Lappens von Visperterminen und des Staldener Lappens ausfüllt. Zwischen Brig und dem Simplonpassgebiet streichen die einzelnen Züge dieses internen Bandes gegen Osten in die Luft aus, wo man sie sich hoch über der Monte-Leone-Gipfelregion vorzustellen hat (vgl. Fig. 8). Das schmalere *externe Band* der Zone valaisanne lässt sich aus dem Raum Brig-Simplon gegen Osten weiterverfolgen, und zwar über eine längere Distanz als das interne. Oberhalb Brig lässt es sich dank dem Vorkommen von Couches de l'Arolay identifizieren (BURRI 1967). Weniger sicher ist die Ausscheidung der Zone valaisanne weiter im Osten, besonders an ihrem Ostende, wo sie als schmaler Zug die Binnaschlucht unterhalb Binn quert (siehe weiter vorne, Mitte des letzten Ab-

schnitts unter dem Titel «Die Zone Tremorgio-San Giacomo») und das weiter östlich gelegene Rappental nicht mehr zu erreichen scheint. Ungünstige Aufschlussverhältnisse und Faziesanalogien zu Schichtgliedern der Rosswald-Serie erschweren es, das Ostende der Zone valaisanne exakt anzugeben.

Da das externe Band der Zone valaisanne weiter nach Osten reicht als das interne, kam der eine von uns (NABHOLZ 1976) früher zur Modellvorstellung, die Zone valaisanne als Ganzes wurzle im externsten Bereich des Simplon-Penninikums, eine Vorstellung, die in Figur 1 in NABHOLZ (1976) wiedergegeben war und die auch heute noch verständlich erscheint, wenn man die Coupe tectonique schématique betrachtet, die in BURRI (1979) als Figur 2 veröffentlicht ist. Heute ist aber ein anderer von uns, M. Burri, eindeutig zur Auffassung gelangt, die Zone valaisanne mit ihren Grüngesteinen sei weit interner im penninischen Raum zu beheimaten, nämlich mindestens in einer primären Position über den südlichen Teilen des Monte Leone-Sockels. Diese heutige Deutung geben wir in unserer Figur 8 wieder (gleicher Profilschnitt wie Figur 1 in NABHOLZ 1976).

Was die paläogeographischen Verbindungen zwischen dem Simplon und Westgraubünden anbelangt, so wissen wir heute nicht, wie weit und zu welcher Zeit der mesozoische Trog, der das Monte Leone-Kristallin überlagerte, gegen Osten weiterzog, denn hier fehlen uns einstweilen zu viele grundlegende Daten. Etwas besser ist es heute bei solchen Betrachtungen um den externsten penninischen Raum bestellt, wo wir aufgrund moderner Untersuchungsergebnisse zu einem plausiblen Bild gelangen, wie die zwischen dem Lugnez und dem Oberwallis gelegenen Zonen geologisch erklärt werden können. Dies zu zeigen, war der Zweck dieser Arbeit, die ein sechsköpfiges Autorenkollektiv miteinander verbunden hat.

LITERATURVERZEICHNIS

- ANTOINE, P. (1971): *La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-St-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse*. – Tav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, Mém. 9.
- BADOUX, H., & WEIDMANN, M. (1963): *Sur l'âge du Flysch à Helminthoïdes des Préalpes romandes et chablaisiennes*. – *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 513–528.
- BIANCONI, F. (1965): *Resti fossili in rocce mesometamorfiche della regione del Campolungo*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 45/2, 571–596.
- BOLLI, M., & NABHOLZ, W.K. (1959): *Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien*. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1, 237–270.
- BURRI, M. (1967): *Prolongation de la zone de Sion dans le Haut-Valais*. – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 614–617.
- (1979): *Les formations valaisannes dans la région de Visp*. – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 789–802.
- GEYER, O.F. (1977): *Die «Lithiotis-Kalke» im Bereich der unterjurassischen Tethys*. – *N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.]* 153/3, 304–340.
- HANSEN, J.W. (1972): *Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Bündnerschiefer-Serien zwischen Nufenenpass (Schweiz) und Cascata Toce (Italia)*. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 52/1, 109–153.
- HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 25.
- HIGGINS, A.K. (1964): *Fossil Remains in Staurolite-Kyanite Schists of the Bedretto-Mulde Bündnerschiefer*. – *Eclogae geol. Helv.* 57/1, 151–156.
- ISLER, A., & PANTIĆ, N. (1980): *«Schistes-lustrés»-Ablagerungen der Tethys*. – *Eclogae geol. Helv.* 73/3, 799–822.
- JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden)*. – *Eclogae geol. Helv.* 34/1, 17–105.

- JOOS, M.G. (1969): *Zur Geologie und Petrographie der Monte Giove-Gebirgsgruppe im östlichen Simplon-Gebiet (Novara, Italia)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 49/2, 277–325.
- KUPFERSCHMID, CH. (1977): *Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe*. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 1–58.
- LÜTHY, H.-J. (1965): *Geologie der gotthardmassivischen Sedimentbedeckung und der penninischen Bündnerschiefer im Blinnental, Rappental und Binntal (Oberwallis)*. – Diss. Univ. Bern.
- NABHOLZ, W.K. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. – Eclogae geol. Helv. 38/1, 1–119.
- (1976): *Die Bündnerschiefer im Alpen-Querprofil durch das Tessin*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 605–613.
- NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. – Diss. Univ. Zürich.
- PANTIĆ, N., & GANSSER, A. (1977): *Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern*. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 59–81.
- PANTIĆ, N., & ISLER, A. (1978): *Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern II*. – Eclogae geol. Helv. 71/3, 447–465.
- (in Vorb.): *Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern III*. – Eclogae geol. Helv.
- PROBST, PH. (1980): *Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 153.
- RYF, W. (1965): *Zur Stratigraphie des Glarner Verrucano um Murgtal*. – Eclogae geol. Helv. 57/2, 599–603.
- SCHMIDT, C., & PREISWERK, H. (1908): *Geologische Karte der Simplon-Gruppe, 1:50 000*. – Spez.-K. 48 Schweiz. Geol. Komm.
- STRECKEISEN, A., KRAMERS, J., HUNZIKER, J.-C., & FRANK, E. (1978): *Gantergneiss und Eistengneiss im Simplongebiet*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 58/3, 396–400.
- STROHBACH, H. (1965): *Der mittlere Abschnitt der Tambodecke samt seiner mesozoischen Unterlage und Bedeckung*. – Jber. natf. Ges. Graub. 91, 1–171.
- TRÜMPY, R. (1954): *La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan*. – Eclogae geol. Helv. 47/2, 316–359.

Tafel 1

- Fig. 1-6 Obere Kreide (Cenomanien) – Via Mala:
 1 = *Podocarpidites nageiaformis* ZAKL.
 2 = *Latipollis* cf. *heystii* AMERON
 3 = *Tricolporopollenites* sp.
 4 = *Tricolpopollenites* sp.
 5 = *Ascodinium ovalis* COOKSON & EISENACK
 6 = *Deflandrea* cf. *acuminata* COOKSON & EISENACK
- Fig. 7-11 Untere Kreide (? Aptien) – Valzeina-Serie:
 7 = *Cyathidites australis* COUPER
 8 = ? *Alisporites* sp.
 9 = *Clavatipollenites* cf. *minutus* BRENNER
 10 = *Angiospermae* gen. et sp. indet.
 11 = ? *Phoberocysta*
- Fig. 12-17 Untere Kreide (Hauterivien–Barrémien) – Klus-Serie:
 12 = *Microreticulatisporites* sp.
 13 = *Gleicheniidites* sp.
 14 = *Gleicheniidites* sp. aff. *feronensis* DELCOURT & SPRUMONT
 15 = *Cicatricosisporites* sp. cf. *hughesi* DETTMANN
 16 = ? *Eucommiidites* sp.
 17 = *Clavatipollenites hughesi* COUPER
- Fig. 18-21 Oberer Jura – Bedretto:
 18 = *Convolutispora klukiforma* (NILSSON) SCHULZ
 19 = *Cycadopites* sp.
 20 = *Solisphaeridium* sp.
 21 = *Gonyaulacysta* cf. *cladophora* (DEFL.) POCK
- Fig. 22-27 Mittlerer Jura – San Bernardino II:
 22 = *Selaginellidites* sp.
 23 = *Lophotriletes* sp.
 24 = *Alisporites* cf. *bisaccus* ROUSE
 25 = *Chasmatosporites apertus* (ROG.) NILSSON
 26 = *Ginkgocycadophytus* sp.
 27 = *Cycadopites* (*Androstrobus*) cf. *manis* (HARRIS) ARJANG
- Fig. 28-32 Mittlerer Jura (Bajocian) – Piz Radun, Grava-Serie (Probe Nr. 11):
 28 = *Cyclogranisporites* cf. *orbicularis* POTONIE & KREMP
 29 = *Cerebropollenites* cf. *carlylensis* POCK
 30 = *Quadraeculina* sp.
 31 = *Podocarpidites* cf. *longi* POCK
 32 = *Gonyaulacysta* sp.
- Fig. 33-36 Unterster Mitteljura – San Bernardino I:
 33 = *Calamospora mesozoica* COUPER
 34 = *Protoconiferus* cf. *microsaccus* (COUPER) POCK
 35 = *Podocarpidites* cf. *unicus* (BOLKH.) POCK
 36 = ? *Nannoceratopsis* cf. *gracilis* ALBERTI
- Fig. 37-41 Oberer Unterjura – Piz Radun, Grava-Serie (Probe Nr. 2):
 37 = *Anapiculatisporites* cf. *davsoniensi* REIS & WILLIAM
 38 = *Protoconiferus* sp.
 39 = *Protopicea exilioides* (BOLKH.) POCK
 40 = *Podocarpidites verrucosus* VOLKHEIMER
 41 = *Scriniocassis* sp.

