

Lithostratigraphie und Gesteinstypen des Mesozoikums

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **79 (1986)**

Heft 3

PDF erstellt am: **17.05.2024**

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.

2. Lithostratigraphie und Gesteinstypen des Mesozoikums

2.1 Einleitung

Vergleichen wir die informellen Namen der nordpenninischen Sedimente südlich des Gotthard-Massivs, die seit LÜTHY (1965) verwendet werden (Tab. 1), so stellen wir fest, dass kein einheitliches Bild entstanden ist. Einerseits werden alte Begriffe, wie zum Beispiel Bedretto-Mulde, für neuinterpretierte Einheiten weiterverwendet, andererseits werden Namen von Lokalitäten gebraucht, die kaum repräsentativ sind für die damit bezeichneten Gesteinskomplexe.

Tabelle 1: Parallelisierung der Zonenbegriffe verschiedener Bearbeiter im Nordpenninikum des Oberwallis (heutige Position der tektonischen Einheiten in Form einer schematischen Karte).

Westen ←					→ Osten	
LÜTHY (1965)	HANSEN (1972)	JOOŠ (1969)	LEU (1986)	BOLLI et al. (1980) (PROBST 1980)		
Gotthardmassivisches Mesozoikum				West ←	→ Ost	
Bedretto - Mulde	Bedretto-Zone	Bedretto-Zone	Rosswald-Serie	Rosswald-Serie	Z. Tremorgia S. Giacomo (Formazzora-Serie)	Norden ↑
	Lebendun-Mesozoikum	Busin-Zone	Sabbione-Zone			
Fäldbach-Zone	Veglia-Zone	Veglia-Zone	Fäldbach-Zone	Fäldbach-Zone	Veglia-Zone	Süden ↓
				Holzerspitz-Serie		
Teggiolo-Zone						

Aufgrund einer Detailkartierung im Schlüsselgebiet zwischen Binntal und oberstem Val Formazza wird nun in dieser Arbeit der Versuch unternommen, möglichst typische und umfassende Bezeichnungen anzuwenden. Folgende Begriffe werden verwendet (Abschnitte 2.2 und 2.3):

- Nufenen-Zone:** Gotthardmassivisches Mesozoikum in küstennaher Fazies nach LISZKAY (1965).
- Zone von Termen:** Gotthardmassivisches Mesozoikum in küstenferner Fazies nach LISZKAY (1965).
- Sabbione-Zone:** Neuer Begriff für nordpenninische Sedimente, die das Mesozoikum der Lebendun-Decke bilden und heute in Form von Klippen und Fenstern im Bereich der Binntal-Zone auftreten.
- Teggiolo-Zone:** Mesozoische Sedimente zwischen Lebendun- und Antigorio-Decke bzw. im Fenster von Baceno zwischen Antigorio-Decke und Verampio-Gneis.

- Binntal-Zone:* Neuer Begriff für die Gesamtheit der mesozoischen Sedimente, die im Ablagerungsraum der Monte-Leone-Decke gebildet wurden. In dieser Zone enthalten sind die Fäldbach-Zone sowie die Rosswald-Serie.
- Fäldbach-Zone:* Mesozoische Bündnerschiefer, die direkt im Kontakt mit dem Monte-Leone-Kristallin stehen, nach LÜTHY (1965).
- Rosswald-Serie:* Abgescherte und weit nach Norden transportierte Bündnerschiefer der Monte-Leone-Decke. Vergleichbar mit den jüngsten Anteilen der Fäldbach-Zone. Erste Verwendung des Begriffs durch BOLLI et al. (1980).
- Zone von Brig–Sion–Courmayeur:* Östliche Fortsetzung der «Zone des Brèches de Tarentaise» (BARBIER 1948), die in den französischen Westalpen die nördlichste penninische Einheit darstellt.

Die vier letzten Begriffe (Binntal-Zone, Fäldbach-Zone, Rosswald-Serie und Zone von Brig–Sion–Courmayeur) beschreiben Teile des Walliser Troges (TRÜMPY 1985), der erstmals von HAUG (1909) als «géosynclinal valaisan» bezeichnet wurde.

2.2 Sedimente des Gotthard-Massivs, der Lebendun-Decke und des Verampio-Fensters

2.2.1 Zone von Termen

In der küstenferneren Fazies des gotthardmassivischen Lias, der Zone von Termen (Fig. 3), trennt LISZKAY (1965) zwei Einheiten voneinander ab, die sich nach Alter und Lithologie unterscheiden: An der Basis die Termen-Kalkschiefer, im Dach die Abfolge der Termen-Tonschiefer. Die Zone ist zwischen Brig und Griessee (2 km südlich des Nufenenpasses) grossflächig aufgeschlossen, daneben treten Termen-Tonschiefer in einem Fenster 4 km südlich des Griespasses in der Valle del Gries zutage (Tf. 1). Wie aus Figur 3 ersichtlich wird, sind die Glimmerschiefer (= metamorphe Tonschiefer) in diesem südlichen Fenster weniger monoton als in den Aufschlüssen am Griessee. Die Untergrenze dieser Abfolge bilden graue und weisse, zuckerkörnige Dolomite, Rauhwacken und metamorphe Quartenschiefer der Trias. Die jüngsten Sedimente der Glimmerschieferabfolge bilden grobdetritische Quarzitbänke, die teilweise eine gute Gradierung zeigen. ETTER (1984) nahm an, dass sich die Abfolge normal fortsetzt in die überlagernden Gesteine des Corno Mutt. Wie jedoch die Karte zeigt (Tf. 1), sind diese überlagernden Gesteine, speziell im Osten des Untersuchungsgebietes immer an das Vorkommen der Sabbione-Zone gebunden. Weiter stimmen in den Gesteinen des Corno Mutt sowie in der darunterliegenden Sabbione-Zone die Großstrukturen überein, was gegen die Annahme von ETTER spricht. Die jüngeren Sedimente der Zone von Termen sind somit über den quarzitären Bänken abgeschert, und die Gesteine des Corno Mutt zählen wir zur Abfolge der Sabbione-Zone (Abschnitt 2.2.2).

Der hohe Gehalt an kohligem Pigment ($C_{org} > 80\%$, nach HANSEN 1972 Graphit) sowie die fast völlige Abwesenheit von Calcit in den schwarzen Schiefen (LEU 1986) deuten auf ein euxinisches Ablagerungsmilieu in einer relativ küstenfernen Position hin. Die Ammoniten von Termen zeugen von einem offenmeerischen Milieu im Schelfbereich.

Ammoniten aus der Zone von Termen (LISZKAY 1965) zeigen, dass der Übergang von den Termen-Kalkschiefern zu den Termen-Tonschiefern mit der Wende Pliensbachien/

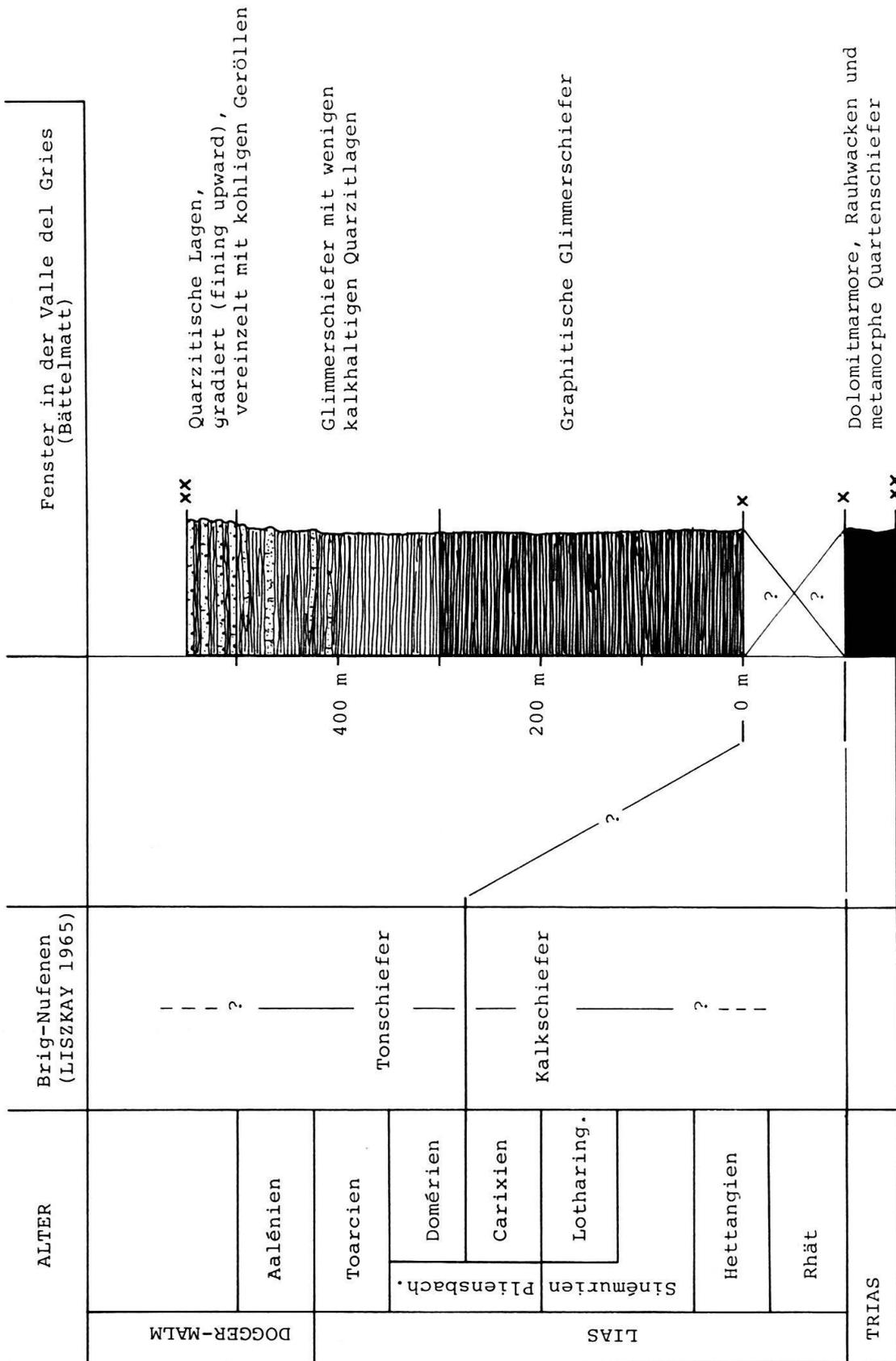


Fig. 3. Idealisirtes Normalprofil der Zone von Termen im Fenster der Valle del Gries (Val Formazza, Italien) und lithostratigraphische Parallelisierung mit der Zone von Termen aus dem Gebiet Brig-Nufenenpass.

Domérien zusammenfällt. Versuche, die metamorphen Tonschiefer mit Hilfe von Pollenanalysen zu datieren, sind misslungen, da der hohe Metamorphosegrad die Palynomorphen völlig zerstört hat. Wie aber der lithostratigraphische Vergleich zeigt (Fig. 3), dürften die Gesteine der Zone von Termen in der Valle del Gries mit grösster Wahrscheinlichkeit ebenfalls zum oberen Lias gehören.

Der Sedimentationsraum der Zone von Termen muss auf den südlichsten Teilen des Gotthard-Massivs gelegen haben. Dies wird bekräftigt durch den stratigraphischen Kontakt der Zone mit dem Kristallin westlich des Blinnentals sowie dem Vorkommen einer abgescherten Granitlinse in einer Schuppe am Passo del Corno, die vergleichbar ist mit Gesteinen aus dem Gotthard-Massiv (LEU 1985).

2.2.2 *Sabbione-Zone*

In den mesozoischen Sedimenten, die auf einer Länge von über 50 km immer nördlich oder im Hangenden der Lebendun-Decke liegen, kann die lithostratigraphische Abfolge der Sabbione-Zone ausgeschieden werden. Für diesen neuen informellen Begriff ist die Alpe del Sabbione (2 km nordöstlich der Staumauer des Lago del Sabbione) im obersten Val Formazza namengebend, da die dortigen Aufschlussverhältnisse die repräsentativsten Detailprofile liefern. Von der Alpe del Sabbione gegen Nordosten erscheint die Zone als langes Band zwischen Passo del Corno und Val Cavagnolo, einem Seitental des Val Bedretto. Weitere grössere Vorkommen der Zone liegen im Val Toggia sowie in einer stark ausgewalzten Narbe, die sich vom Lago di Morasco über die Alpe Vannino bis in die Umgebung von Dèvero erstreckt.

Figur 4 zeigt ein idealisiertes Normalprofil der Abfolge mit einer geschätzten Mächtigkeit von über 500 m. Die Untergrenze der Sabbione-Zone wird überall durch einen Horizont triasischer Gesteine gebildet. Wie auch in der Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs, wird die Trias durch Dolomitmarmore, helle grobdetritische Quarzite, Rauhwacken (z. T. mit Gips) sowie metamorphe Quartenschiefer aufgebaut. Speziell die Arbeit von JUSTIN (1967) zeigt, dass die Quartenschieferäquivalente in ihrer petrographischen Ausbildung nahe verwandt sind mit denjenigen des Gotthard-Massivs.

Über der Trias folgen als nächste lithologische Einheit knotige Glimmerschiefer mit sehr unterschiedlichem Calcit- und Granatgehalt. Bei den Knoten handelt es sich um neu gewachsenen Plagioklas in poikiloblastischer Ausbildung. Rostig anwitternde Sandkalklagen und ein Quarzitschiefer bilden den Abschluss dieser fast schwarzen Glimmerschiefer. Im Feld nicht zu übersehen ist eine gebänderte Abfolge, bedingt durch eine Wechsellagerung von hellen Quarziten und dunklen Calcitmarmoren, die durch ihr geripptes Anwitterungsmuster auffallen.

Die sandigen Kalkschiefer bilden im Südwesten des Untersuchungsgebietes meistens den oberen Abschluss der Abfolge, da die jüngeren Elemente abgeschert wurden. Nur in den nördlichsten Aufschlüssen zwischen Alpe del Sabbione und Val Bedretto folgt mit primärem Kontakt eine über 300 m mächtige Serie von Glimmerschiefern (auf Tf. 1 mit spezieller Signatur ausgeschieden), die an der Basis stellenweise quarzitisches, gradierte Bänke enthalten. Der detritische Einfluss wird in den sandig-tonigen Glimmerschiefern gegen oben bedeutender, was sich im hohen Quarzgehalt (bis zu 75%) ausdrückt. Ganz im Osten schalten sich dann die Psephitlagen und Gneisquarzite des Pizzo Grandinagia (östlich Koordinate 680, Tf. 1) ein. Die Komponenten der psammitisch bis psephitischen

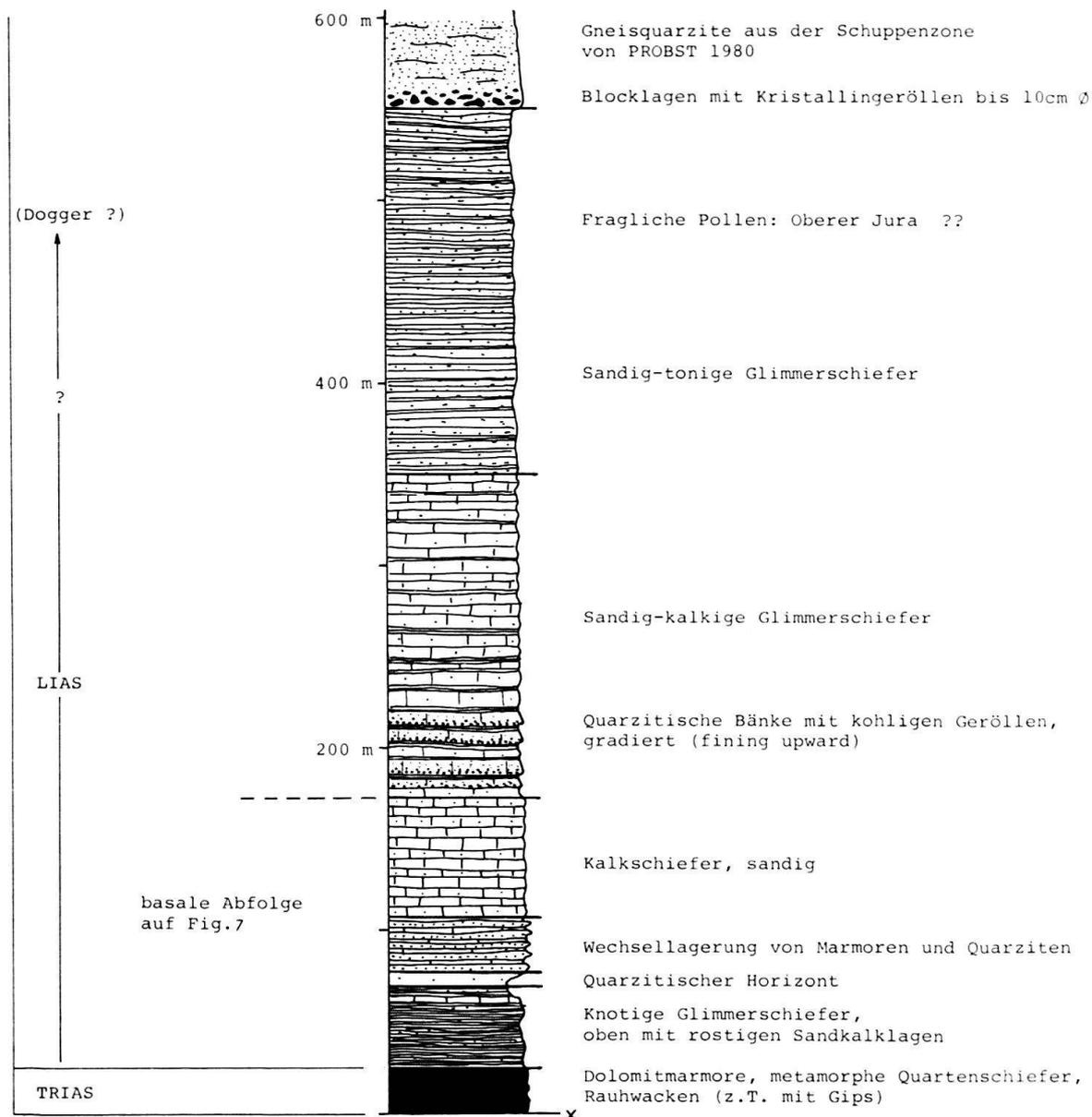


Fig. 4. Idealisertes Normalprofil der Sabbione-Zone.

Geröllhorizonte setzen sich wie folgt zusammen: Gneise 64%, Dolomitmarmore 20%, Gangquarze 9% und Quarzite 7%. Immer ist eine normale Gradierung zu beobachten (Fig. 4).

Da sich keine bestimmbareren Fossilien finden ließen sowie alle unternommenen Datierungsversuche mit Pollen negativ ausfielen, sind wir für die Alterszuordnung der Sedimentabfolge weitgehend auf lithostratigraphische Vergleiche im weiteren Arbeitsgebiet angewiesen. Wie Tabelle 2 illustriert, eignet sich dazu die Nufenen-Zone (LISZKAY 1965) des gotthardmassivischen Mesozoikums ausgezeichnet. Der Vergleich der beiden Sequenzen (toniger Basalteil, sandig-detritischer Mittelteil und kalkig-sandiger Oberteil, vgl. auch Fig. 18) erlaubt eine sichere Parallelisierung im unteren bis mittleren Lias. Folgende Punkte sind speziell erwähnenswert:

- Die rostigen Sandkalklagen im Dach der knotigen Glimmerschiefer sowie der quarzische Liashorizont entsprechen in der weniger deformierten Nufenen-Zone denjenigen Niveaus, in denen sich die Gryphäen und Lumachellen befinden.
- STELLA (1904) beschreibt fragliche Belemniten in der Region der Alpe del Sabbione, die höchstwahrscheinlich aus den knotigen Glimmerschiefern stammen.
- Wie bereits HIGGINS (1964b) aus der Gegend des Pizzo dei Cavagnoli (1,5 km nördlich des Lago dei Cavagnöö) beschreibt, wurden auch weiter südwestlich Überreste von Echinodermenbruchstücken und Foraminiferen gefunden. Die von organischem Pigment phantomartig erhaltenen Gebilde sind jedoch unbestimmbar.
- Die stratigraphische Obergrenze der Sabbione-Zone ist nur grob abzuschätzen, da entsprechende Bezugshorizonte fehlen. Eine Datierung von PANTIĆ & GANSSER (1977) ergab für Gesteine des Passo San Giacomo ein Alter von mittlerem bis oberem Jura. Da es sich jedoch um eine Sammelprobe handelt und zudem die Entnahmeorte nicht bekannt sind, können wir diese Altersbestimmung nicht verwenden. PROBST (1980) setzt die Psephitlagen mit den Kristallingeröllen sowie die Quarzite aus Analogiegründen in den mittleren bis oberen Lias (Gneisquarzite der Zone Piz Terri–Lunschana wurden von PANTIĆ & ISLER 1981 als oberer Lias datiert).

Tabelle 2: Lithostratigraphische Parallelisierung von Nufenen- (LISZKAY 1965) und Sabbione-Zone.

ALTER		NUFENEN - ZONE		SABBIONE - ZONE	
		FOSSILIEN	(LISZKAY 1965)	(LEU 1986)	
LIAS	Toarcien			?	
	Pliensbachien	Domérien		Jüngerer Mesozoikum abgesichert	Gneisquarzite (mit Psephitlagen)
		Carixien	- Echinodermenbruchstücke - Foraminiferen - Belemniten	----- ? ----- Serie der Knotenschiefer	(sandig-tonig) Glimmerschiefer (sandig-kalkig) Sandige Kalkschiefer
	Sinémurien	Lotharing.		Serie der Nufenen-Sandsteine	Wechsellagerung von Marmoren/Quarziten
			- Muschelschalen - Crinoiden - Ammoniten - Gryphäen	Obere	Quarzitischer Horizont (mit Sandkalklagen)
	Hettangien	- Muschelschalen	Mittlere Granatschiefer-S.	Knotige Glimmerschiefer	
	Rhät	- Muschelschalen	Untere		

Die von JOOS (1969) ausgeschiedene Busin-Zone ist dort schlecht definiert und deshalb durch die neu definierte Sabbione-Zone zu ersetzen. Aus folgenden Gründen unterstützen wir die von JOOS & FRIZ (1965) postulierte Annahme, dass es sich bei dieser Sedimentabfolge um den mesozoischen Anteil der Lebendun-Decke handelt:

- Über die gesamte Ausdehnung kommen Lebendun-Decke und Sabbione-Zone stets zusammen vor.
- Die Aufschlüsse am Griessee zeigen in der Corno-Schuppe einen primär sedimentären Kontakt zwischen einem Konglomeratgneis – vergleichbar mit Konglomeratgneisen in der Lebendun-Decke – und basalen Teilen der Sabbione-Zone (LEU 1985).

2.2.3 Teggiolo-Zone

Die Teggiolo-Zone beinhaltet alle Sedimente zwischen den drei tektonischen Elementen Lebendun-, Antigorio-Decke und Verampio-Gneis sowie diejenigen des Baceno-Fensters (Fig. 5). Leider ist der Monte Teggiolo als Typlokalität ungeeignet, da dort nur Triasgesteine der Antigorio-Decke aufliegen und deren Kontakt zum Lias der Zone nicht aufgeschlossen ist. Die Aufschlussverhältnisse in der Teggiolo-Zone sind sehr schlecht, da die Sedimente zusammen mit der darüberliegenden Lebendun-Decke immer unzugängliche Steilstufen in stark bewaldetem Gebiet bilden. Zusätzliche Informationen liefert jedoch die Belegsammlung des Simplon-Bahntunnels (Fig. 5). In Baceno beginnt die Abfolge mit stark ausgewalzten Triasgesteinen, gefolgt von schwarzen, kalkführenden Granat-Glimmerschiefern mit wenigen zentimetermächtigen Marmorlagen. Letztere sind im Feld erkennbar an ihrer typischen rostigen Anwitterungsfarbe. Über einer Wechsellaagerung von Marmoren und Quarziten, mit laminiertem bis gebändertem Charakter, schliessen graue, quarzhaltige Kalkschiefer den Sedimentstapel ab. Letztere enthalten Grobsandlinsen sowie stellenweise Psephitlagen mit Kristallin- und Dolomitkomponenten. Petrographisch werden die Sedimente bereits von CASTIGLIONI (1958), MILNES (1964) und NEJAND (1966) beschrieben, die jedoch keine einheitlichen Sequenzen erkennen. Hierzu sei erwähnt, dass es erst lithologische Vergleiche mit der Sabbione-Zone erlaubten, die sporadisch und isoliert aufgeschlossenen Teile der Baceno-Mulde zum Profil zusammenzufügen.

Aufschlüsse der Teggiolo-Zone, die tektonisch auf nördlichen Teilen der Antigorio-Decke liegen, zeigen gleiche Lithologien. Hier ist jedoch eine generelle Abfolge kaum erkennbar, da sandig-kalkige Glimmerschiefer über oder anstelle der quarzhaltigen Kalkschiefer treten, die Bündnerschiefern der Binntal-Zone ähnlich sind.

Direkte Altersbestimmungen oder Fossilfunde aus der Teggiolo-Zone sind keine bekannt. Der lithostratigraphische Vergleich mit Sabbione- und Nufenen-Zone erlaubt es jedoch, die Gesteine ebenfalls in den unteren bis mittleren Lias zu setzen. Jüngere lithologische Elemente fehlen in der Teggiolo-Zone und sind abgeschert.

Ein Problem bleibt die Zuordnung des ursprünglichen Untergrundes der Teggiolo-Zone. Die eindeutigsten Verhältnisse finden sich im Fenster von Baceno, wo der symmetrisch angeordnete Sedimentstapel von den Baceno-Schiefen über- und unterlagert wird. Letztere sind nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung und tektonischen Stellung korrelierbar mit den Scisti bruni der Lebendun-Decke. Im Simplontunnel liegt die Teggiolo-Zone normal auf den Lebendun-Gneisen, wobei jedoch die gesamte Trias fehlt. Dies im Gegensatz zu den kartographischen Aufnahmen von BEARTH (1972), der eine normale Auflagerung der Teggiolo-Zone auf die Antigorio-Decke annimmt. Die Feldbegehungen zeigten aber, dass viele der auf Atlasblatt Simplon (Nr. 61) als Trias ausgeschiedenen Marmore in die Abfolge der liasischen, quarzhaltigen Kalkschiefer (Fig. 5) fallen. Wir bezweifeln deshalb, dass hier die Teggiolo-Zone, wie bis anhin angenommen, die

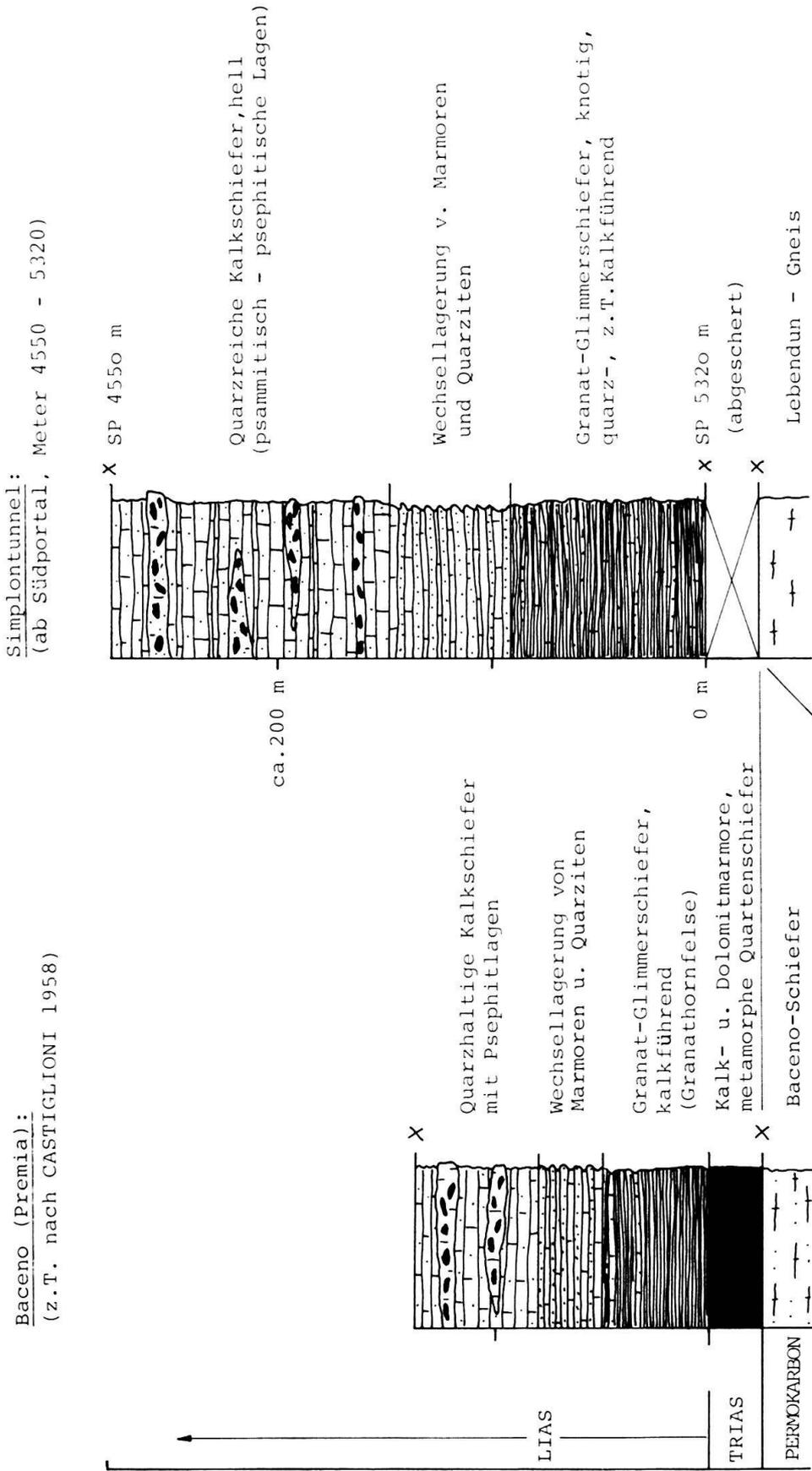


Fig. 5. Idealisieretes Normalprofil der Teggio-Zone in Baceno und im Simplontunnel. Letzteres wurde aus den Handstücken der Belegsammlung des Simplon-Bahntunnels, die sich im Naturhistorischen Museum Bern befindet, zusammengestellt.

mesozoische Sedimentbedeckung der Antigorio-Decke bildet (Kapitel 4), sondern vielmehr diejenige der Lebendun-Decke darstellt.

2.3 *Sedimente der Binntal-Zone*

2.3.1 *Allgemeines*

Weil die in der Literatur verwendeten Bezeichnungen je nach Autor verschieden interpretiert wurden, wird für die mesozoischen Sedimente im frontalen Penninikum, die im Bereich der Monte-Leone-Decke abgelagert wurden, neu der informelle Begriff Binntal-Zone (Tab. 1) eingeführt. Der Name Binntal ist deshalb geeignet, da im Tal der Binna das gesamte Spektrum an Gesteinstypen dieser Zone ansteht. Die Binntal-Zone umfasst die Gesteine der Fäldbach-Zone (LÜTHY 1965), die in direktem Kontakt zum Monte-Leone-Kristallin steht, und der Rosswald-Serie (BOLLI et al. 1980), welche von der Hauptdecke tektonisch isoliert ist und weiter extern liegt. Der Begriff Holzerspitz-Serie von BOLLI et al. (1980) sollte nicht mehr verwendet werden, da die dafür als typisch bezeichneten Schichtglieder der unteren Fäldbach-Zone im Streichen der Binntal-Zone nur sporadisch auftreten und nicht über eine grössere Distanz verfolgt werden können.

Neben triasischen Gesteinen wird die Hauptmasse der Zone durch die penninischen Bündnerschiefer (Calcescisti, Schistes lustrés, vgl. ISLER & PANTIĆ 1980) aufgebaut. Für die nachfolgenden lithologischen Beschreibungen der Bündnerschiefertypen ist der Feldaspekt massgeblich miteinbezogen worden, da mit einer rein mineralogischen Betrachtung kaum eine vernünftige Klassifikation erreicht werden kann. Die Problematik der Einteilung von Bündnerschiefern wird von PROBST (1980) eingehend diskutiert, und wir schliessen uns seiner auf dem Hauptkomponentendreieck (Quarz/Karbonat/übrige Mineralien) basierenden Nomenklatur an (LEU 1986).

2.3.2 *Die Trias der Binntal-Zone*

Am Kontakt Monte-Leone-Kristallin/Binntal-Zone findet sich fast durchgehend eine Triasabfolge, deren Mächtigkeit normalerweise um die 20 m beträgt. In Grossfalten kann sie in stark deformierten Schenkeln jedoch völlig fehlen oder aber in Scheiteln bis zu 200 m (Hinteres Binntal, Saflischpass und Gebidum) anschwellen. Was die Lithologien betrifft, so überwiegen im ganzen Untersuchungsgebiet die Dolomitmarmore. Vereinzelt kommen Quarzite, sandige Kalkschiefer und Rauhwacken mit Gips vor. Phyllitische Gesteine, entsprechend den Quartenschieferäquivalenten im Gotthard-Massiv, fehlen fast völlig.

Dass der Gneis in den letzten Metern vor dem Kontakt zur Trias immer quarzreicher wird (vortriasische Verwitterung der Kristallinoberfläche) und diese Trias generell immer vorhanden ist, erhärtet unsere Ansicht, dass das Monte-Leone-Kristallin das ursprüngliche Substrat der Binntal-Zone darstellt.

2.3.3 *Fäldbach-Zone*

Diese Einheit folgt immer über der Trias des Monte-Leone-Kristallins und ist grossflächig von der Alpe Dèvero bis an ihr Ostende im Gebiet des Corno di Ban aufgeschlossen. Verfolgt man sie von dort über die Landesgrenze gegen Westen, so verliert sie in der

Umgebung von Binn schnell an Mächtigkeit und ist bis zum Gebidum nur noch als schmaler Saum ausgebildet. Die Bezeichnung der Zone wurde erstmals von LÜTHI (1965) verwendet.

Wie bereits aus seiner Stollenbeschreibung aus der Region des Fäldbachs selbst hervorgeht, ist für diese Zone die Vielfalt an vorkommenden Lithologien ein Hauptmerkmal. Zusammenfassend können in der Zone vier Bündnerschiefertypen A bis D (Tab. 3) unterschieden werden, die eine allgemeine lithostratigraphische Abfolge innerhalb des mesozoischen Anteils der Monte-Leone-Decke darstellen; selten sind jedoch alle vier Typen vorhanden, wobei das Fehlen teils primären, teils tektonischen Ursprungs sein kann. Eine Besonderheit bilden weiter die metabasischen Gesteine, die in verschiedenen Niveaus vorkommen.

Typ A, heterogener Blockhorizont

Speziell gut ausgebildet ist zwischen Saflischpass und Corno di Ban als unterste Einheit über der Trias, ein sehr heterogener Blockhorizont mit einer variablen Mächtigkeit von wenigen Metern bis 200 m. Charakteristisch ist das sporadische Vorkommen dieser Schichten im Streichen. Die Grösse der Komponenten in den Blocklagen (vgl. PROBST 1980, S. 22) schwankt sehr stark zwischen Feinbreccien im mm-Bereich und Blöcken bis 50 m Länge und einigen Metern Mächtigkeit (Olistholithe).

Folgende Lithologien sind im überaus grossen Komponentenspektrum enthalten: grobkörnige, weisse Gneise (Monte-Leone-Kristallin?), grünliche, schieferige Gneise, Quarzitschiefer, Metaarkosen, Rhyolite (evtl. aus Zone 4 des Gantergneises, STRECKEISEN et al. 1978), schwarze Phyllite, graue und weisse Dolomitmarmore, bläuliche Calcitmarmore, Gips mit Rauhdecken, kohlige Phyllite sowie Metabasika (Fäldbach-Zone). Es muss sich dabei um eine primär sedimentäre Ablagerung handeln, und nicht um eine tektonische Mischzone. Dies wird durch die Tatsache unterstützt, dass viele der vorkommenden Lithologien in den Blocklagen nicht im Bereich der Monte-Leone-Decke und ihrer Sedimentbedeckung zu finden sind. In einigen Dolomitkomponenten konnten fragile Ooide mit Hilfe der Kathodenlumineszenz festgestellt werden, die auf Relikte eines Plattformkarbonates hinweisen. Nicht vertreten unter den Komponenten sind die typischen Bündnerschieferarten der Fäldbach-Zone, was auf eine frühe Bildung dieses heterogenen Blockhorizontes hinweist. Bei der Matrix der Blocklagen handelt es sich um sandige Marmore, die sehr porös anwittern und bei grossem Feldspatanteil von LÜTHY (1965) als arkoseartig bezeichnet werden. Darin gibt es Übergänge zu dunkeln sowie hellen karbonathaltigen Glimmerschiefern, die speziell im Gebiet des Fäldbachs und der Alpe Vannino dezimetermächtige Lagen von einem schwarzen Gestein, bestehend aus Granat, Quarz und organischem Pigment, enthalten. Diese schwarzen Granatschiefer kommen als Bänder, die über mehrere hundert Meter verfolgt werden können, aber auch in knolliger Ausbildung von bis zu Faustgrösse vor. Angeregt durch die Untersuchungen von FREY & MUMENTHALER (1981, 1982), wurden einige Proben dieser überaus granatreichen Schichten und Knollen röntgenographisch untersucht, wobei eindeutig die Varietät Spessartin – im Unterschied zum sonst generell vorkommenden Almandin – identifiziert werden konnte. Dieser immer klar an der Basis des Typ A vorkommende Horizont muss sich bereits primär durch einen grossen Manganreichtum im Ablagerungsmilieu auszeichnen haben.

Typ B, karbonathaltige Quarzite

Über dem Typ A folgt eine bis zu 100 m mächtige Abfolge von grobdetritischen Kalkquarziten. Die sehr kompetente Lithologie bildet Bänke von 10 bis 30 m, die durch dunkle Granatglimmerschieferlagen voneinander getrennt werden. Die hellbeige bis rötliche Anwitterungsfarbe wie auch die plattige Textur der Kalkquarzite sind im Gelände sehr auffällig.

Der ursprünglich grosse detritische Einfluss ist gut erkennbar, obschon die Komponenten überall deformiert sind. Die Korngrösse liegt im Durchschnitt zwischen 0,5 und 1 cm, vereinzelt treten jedoch auch psephitische Horizonte, mit Gneis- oder Calcit- und Dolomitmarmorkomponenten, auf. Die Verbreitung dieser detritischen Schichten ist zur Hauptsache auf das Ost- und Westende der Fäldbach-Zone beschränkt. Speziell im Gebiet des Lago del Sabbione und der Alpe Forno (Zentrum der Zone) ist die Stellung des Typs B in der Abfolge oft unklar, da dieser tektonisch in die Typen C und D eingespiess ist.

Typ C, quarzitisches Granatglimmerschiefer

Dieser Lithologie-Typ bildet den weitaus grössten Anteil der Binntal-Zone und ist charakterisiert durch massige und verwitterungsresistente Gesteine, welche im Feld gut verfolgt werden können. Ist ihr Granatgehalt gering, so ist eine laminierte Wechsellagerung von stark verschieferten Quarziten und schwarzen Phylliten erkennbar.

Bei der mineralogischen Zusammensetzung ist speziell der Anteil an organischem Kohlenstoff von Interesse, der mit über 0,2 Gew.-% überdurchschnittlich vorkommt. Der daraus ableitbare, grosse Gehalt an organischem Material im Gestein ist ausschlaggebend für die schwarze Farbe dieser Lithologien.

Vereinzelt treten dezimetermächtige Lagen von Mikrobrecien auf, die stark boudiniert sind. Bei den Komponenten handelt es sich um schwarze Mikrite mit nichtidentifizierbaren Fossilresten, die durch organische Substanz phantomartig abgebildet werden. Die Mächtigkeit des Typ C variiert zwischen 10 und 300 m. Weniger ausgeprägt als im Typ D sind die Quarzsekretionen, die nur als dünne Schnüre vorkommen.

Typ D, sandige Kalkglimmerschiefer

Es handelt sich zur Hauptsache um Kalkglimmerschiefer mit unterschiedlichem Quarzgehalt, deren Mächtigkeit zwischen 0 und 200 m schwankt. Die Bezeichnung ist sehr allgemein und bei Betrachtungen im Zentimeterbereich meist nicht mehr zutreffend, da es sich um eine Wechsellagerung von Kalkschiefern, Quarziten und Phylliten mit wenigen Einschaltungen von Konglomeraten handelt.

Der Gehalt an organischem Pigment ist sehr unterschiedlich, was sich dann auch in helleren und dunkleren Gesteinsfarben niederschlägt. Die psephitisch-psammitischen Konglomeratlagen kommen in 0,5–1 m mächtigen Bänken vor; die Komponenten bestehen grösstenteils aus Dolomit- und Calcitmarmoren. Die Matrix ist immer sehr quarzreich und geht graduell in die kalkreicheren oder phyllitischen Nachbarlithologien über. Eindeutige Gradierungen wurden weder in den sandigen Kalkglimmerschiefern noch in den Konglomeratlagen gefunden.

Ein weiteres ausgeprägtes Merkmal dieser Serie sind die Quarz-Calcit-Sekretionen, die in Form von stark boudinierten oder verfalteten Linsen und Schnüren auftreten. Ihre Entstehung steht zum Teil im Zusammenhang mit der Bildung von frühen Klüften, die mit zunehmender Metamorphose und Deformation progressiv zu diesen Adern umgewandelt wurden.

Metabasische Gesteine

Im Gebiet der ganzen Fäldbach-Zone kommen metabasische Grüngesteine vor, die speziell in drei Niveaus der Abfolge vorhanden sind: in den Typen A und C sowie im Dach der Trias (Tab. 3). Grosse Massen von Metabasika stehen im Binntal, im Fäldbach, aber auch beidseits des Lago del Sabbione an. Ausführliche petrographische Beschreibungen finden wir bei PREISWERK (1907), SCHMIDT & PREISWERK (1908), BADER (1934), LÜTHY (1965), HANSEN (1972), JEANBOURQUIN (1981) und LEU (1982). Zusammenfassend treten folgende Grüngesteine in den mesozoischen Sedimenten auf:

- Metagabbros
- Bänderamphibolite
- Serpentine

Die grobkörnigen Metagabbros stehen im Tschampigkeller im Binntal und am Corno di Ban in bis zu 30 m mächtigen Massen an. Die Bänderamphibolite sind stark verschiefert und bilden neben kleineren Linsen ein fast durchgehendes, mehrere Meter mächtiges Band in den quarzitischen Granatglimmerschiefern des Typs C, immer nahe am Kontakt von Fäldbach-Zone und Rosswald-Serie.

2.3.4 Rosswald-Serie

Eine bis 2,5 km mächtige Abfolge von sandigen Kalkglimmerschiefern bildet heute den externsten Teil der Binntal-Zone. Der Südrand der Rosswald-Serie wird durch einen schmalen, oft nur 2 m mächtigen Saum von Dolomiten und Rauhwacken gegen die benachbarte Fäldbach- und Sabbione-Zone abgegrenzt. Der Nordrand liegt mit scharfem Kontakt an der Zone von Brig-Sion-Courmayeur und im Osten an der Trias der Zone von Termen. An ihrem Westende, im Val Bedretto, grenzt sie mit unscharfem Kontakt an die Sosto-Schiefer (PROBST 1980).

Lithologisch unterscheiden sich die Gesteine der Rosswald-Serie nur wenig von denen des Typ D, womit die Zuordnung zu einer der beiden Serien auf der Strecke Rosswald-Visp oft erschwert wird. Erwähnenswert sind der generell leicht geringere Gehalt an Quarz sowie die häufiger vorkommenden Konglomerat- und Breccienlagen in der Rosswald-Serie. Folgende Komponenten können in den 0,5–3 m mächtigen, grobdetrithischen Bänken festgestellt werden: grobkörnige Gneise (mineralogisch vergleichbar mit dem Monte-Leone-Gneis von Lercheltini, BADER 1934, oder der Gneis-Randzone von JOOS 1969), Qz/Cc-Feinbreccien, Dolomit-Feinbreccien, feinkörnige Dolomite, helle Calcitmarmore, sandige Kalkschiefer und Quarzitschiefer. Diese groben Schüttungen sind in der Abfolge nur sehr selten anzutreffen und sind im Streichen nie mehr als einige hundert Meter zu verfolgen, bis sie auskeilen. Trotz der Vielfalt der Komponenten können nur zwei Arten von Komponentenzusammensetzungen beobachtet werden: Einerseits solche mit überwiegend Dolomitbruchstücken (Komponentengrösse etwa 4 cm), andererseits Konglomerathorizonte mit Kristallinkomponenten als Hauptanteil.

Tabelle 3: Die Lithologie der Bündnerschiefer Typen A, B, C und D der Binntal-Zone sowie deren lithostratigraphische Korrelation mit der Zone von Brig-Sion-Courmayeur.

FALDBACH - ZONE:				Z.v.BRIG - SION - COURMAYEUR:	
Typ	Lithologie	Primäre Lithologie/Fazies	Lage der Metabasica	Mögliche Korrelation mit der Z.v.Brig-Sion-Courmayeur	Alter
D	Sandige Kalkglimmerschiefer: Rostig braun anwitternd, im dm-Bereich sehr inhomogen: Wechsellagerung von Kke.Schiefern, Quarziten und Phylliten. Reich an Calcit- und Quarzsekretionen. Wenige Konglomeratlagen mit Karbonatkomponenten. Qz:40% Cc:35% ÜM:25%	Sandige Kalke mit tonigen Zwischenlagen, einige Konglomeratlagen. Turbiditische Ablagerung, relativ landnah oder im Zusammenhang mit submarinen Schwellen.		<u>Couches de St.Christoph</u>	Maestrichtien (ev. Paläozän): ANTOINE (1971) Oberkreide: BURRI (1958) TRÜMPY (1954)
C	Quarzitische Granatglimmerschiefer: Laminierung von schwarzen, granatreichen Phylliten und hellen Quarziten. Massig. Vereinzelt dunkle, mikritische Feinbreccien. (org.C>0.2%) Qz:60% Cc:5% ÜM:35%	Wechsellagerung von schwarzen Tonen und Feinsandsteinen oder biogenen Silexlagen (Radiolarite?) Pelagische Tone mit Quarzsandlagen. Abgeschlossenes, Becken, wenig Sedimentation (CCD?)		<u>Couches des Marmontains</u>	Maestrichtien: ANTOINE (1971) Albien - Turonien: BURRI (1958,1967) TRÜMPY (1954)
B	Karbonathaltige Quarzite: Weiss bis beige, rötlich anwitternd, massig. Häufig m-mächtige Psammit- und Psephitlagen mit Dolomit-, Kalk-, Quarzit- und Gneiskomponenten Qz:55% Cc:30% ÜM:15%	Kalkige Sandsteine und Arkosen mit Breccien- und Gerölllagen Letzte Phase einer grobdetritischen Trogauffüllung im Zusammenhang mit einem Riftsystem		<u>Couches de l'Arolay</u>	Turonien-Campanien: ANTOINE (1971) Barrémien - Aptien: TRÜMPY (1952,1954)
A	Heterogener Blockhorizont: Dunkler, feinkörniger Kalkglimmerschiefer mit Konglomeratlagen und Gesteinslinsen (1m-50m) von: Dolomit, grauen Kalkmarmoren, hellen Kalkschiefern, schwarzen Tonschiefern, rötlichen Quarzitschiefern, Metaarkosen, Rhyoliten, Gneisen, kohligen Phylliten und Metabasica.	Bildung von Olistholiten, Breccien und Konglomeraten in einem Riftsystem mit starkem Relief. Ablagerung z.T. in manganreiche Sedimente. (Manganknollen ?)		<u>Couches du Versoyen</u>	Jura (?) - mittl. Kreide: ANTOINE (1971)
Trias	Vorwiegend grobkörnige Dolomitmarmore (wenig Kalkschf.)				Trias

2.3.5 Ursprüngliche Lithologien und die Ablagerungsmilieus in der Binntal-Zone

Trotz den Mineralumwandlungen und den metamorphen Neubildungen kann aus den heutigen Lithologien weitgehend auf das sedimentäre Ausgangsgestein und dessen Ablagerungsmilieu geschlossen werden; Tabelle 3 fasst diese Interpretationen stichwortartig zusammen. Hierzu einige Ergänzungen:

Typ A. Für die Bildung dieses Olistholithorizontes mit den Breccien und Konglomeraten muss ein sehr akzentuiertes Relief verantwortlich gewesen sein. Der Ablagerungsraum war offenbar zu Beginn sehr tief, mit einer Mangelsedimentation, so dass es zur Entstehung der manganreichen Horizonte mit den möglichen Mangankonkretionen kommen konnte. Starke Bewegungen am Schelfabhang oder in der Nähe von Schwellen im Zusammenhang mit synsedimentärer Bruchbildung führten zu einer raschen Auffüllung der Becken.

Typ B. Bei dieser detritisch stark beeinflussten Gesteinsserie handelt es sich primär um kalkige Sandsteine und Arkosen mit Breccien- und Geröllagen. Die überwiegend psammitischen Bildungen sprechen für recht grosse Distanzen zwischen Liefergebiet und Ablagerungsraum. Als Quelle der Schüttung kommen Küstenregionen wie auch untiefe, subaquatische Schwellen in Frage.

Typ C. Diese mächtige Wechsellagerung von schwarzen Tonen mit viel organischem Material einerseits und Quarzlagen andererseits muss in einem tiefen, landfernen Becken abgelagert worden sein, das schlecht durchlüftet war. Bezüglich der Karbonatarmut können Sedimentationsverhältnisse unter der Kalkkompensationstiefe (CCD) angenommen werden. Wie jedoch ISLER & PANTIĆ (1980) und KELTS (1981) bereits erläutern, sind heute Fixierungen von Wassertiefen im Bündnerschiefermilieu mit der CCD kaum möglich. Am Grenzbereich Ton-/Quarzlagen wurden in einigen Dünnschliffen kleine schwarze Kügelchen mit einem Durchmesser von 0,3 mm beobachtet. BURRI (1967) deutet solche Relikte in gleichen Lithologien der Zone von Brig–Sion–Courmayeur als mögliche Radiolarien. Im Zusammenhang mit diesen Erscheinungen wäre zum Teil auch eine biogene Genese der Quarzlagen durch Radiolarien möglich. Die dunklen mikritischen Feinbreccien dürften von kleinen Karbonatplattformen geschüttet worden sein, die mit Bruchtreppen umsäumt waren.

Typ A und Rosswald-Serie. Die Bankmächtigkeit sowie die Art der Wechsellagerung in diesen Gesteinen ergeben das Bild einer turbiditischen Ablagerung mit Sandkalken unterschiedlicher Korngrösse sowie pelagisch-tonigen Zwischenschichten. Es handelt sich dabei um einen relativ landnahen Schelfabhang, da der detritische Anteil im Sediment recht gross ist. Als Liefergebiet der zum Teil gerundeten Karbonatkomponenten in den Konglomeratlagen kommen primär submarine Schwellen in Frage, die teilweise bis über den Brandungsbereich aus dem Wasser ragten. In der etwas karbonatreicheren Rosswald-Serie muss der detritische Einfluss geringer gewesen sein, obschon die Konglomeratlagen und Breccienhorizonte an einigen Orten von einem stärkeren Relief zeugen.

Metabasika. Das einfache Spektrum der Grüngesteine in diesem externen Teil des Walliser Troges gibt das Bild von sehr atypischen Ophiolithsequenzen, die nicht im Zusammenhang mit einer ausgedehnten ozeanischen Kruste entstanden sind. Neben der späten tektonischen Einschuppung sind zwei primäre Lagerungsarten der Metabasika im Nebengestein zu beobachten:

- a) Intrusionen in Form von Sills ins noch unverfestigte Sediment, wobei Reaktionsränder mit Mineralumwandlungen entstehen. Rezente Beispiele solcher Lagerung beschreibt KELTS (1982) aus dem Golf von Kalifornien.
- b) Extrusionen mit Bildung von Hyaloklastiten und submarinen Tuffen (DIETRICH 1975, LEU 1982).

Beide Typen wären miteinander möglich bei der Entstehung von vulkanischen Rücken im Ablagerungsraum der Bündnerschiefer, wie dies ISLER & PANTIĆ (1980) beschreiben. Ähnliche Ablagerungen werden in den Westalpen von LOUBAT (1984) als embryonale Ozeanisierung an Kontinentalrändern interpretiert. Sie gehen zusammen mit der Ablagerung der Sedimente in einem sich schnell entwickelnden Trogkomplex, im Zusammenhang mit einem möglichen Riftsystem. Teile der Metabasika werden dabei sicher auch in aufgearbeiteter Form als Olistholithe im Bündnerschiefertyp A sedimentiert.

2.3.6 Alter der Binntal-Zone

Die fraglichen Radiolarien im Bündnerschiefertyp C sowie mögliche Foraminiferenreste in Dolomitkomponenten des Typs A sind nicht bestimmbar. Wie im Mesozoikum von Gotthard-Massiv und Lebendun-Decke wurden auch in der Binntal-Zone Pollenanalysen vorgenommen. Waren solche Untersuchungen (PANTIĆ & GANSSER 1977,

PANTIĆ & ISLER 1978, 1981) in gleichen Einheiten östlich unseres Untersuchungsgebietes teilweise erfolgreich, so fielen bei uns alle Resultate negativ aus. Das heisst, Metamorphose (bis etwa 550°C) und Deformation waren zu intensiv, so dass die Palynomorphenereste stark oxydiert und zerstört wurden.

Es lassen sich jedoch gute lithostratigraphische Parallelen zwischen der Binntal-Zone und der benachbarten Zone von Brig–Sion–Courmayeur ziehen, wobei schon BURRI (1979) die mesozoische Bedeckung des Gebidum in der Region Visp (Binntal-Zone) mit den südlich anschliessenden Sedimenten des Lappens von Visperterminen vergleicht. Zu den möglichen Korrelationen (Tab. 3) sind folgende Ergänzungen nötig:

- Die *Couches du Versoyen* werden von ANTOINE (1971) in den Zeitraum Néocomien–Mittlere Kreide gesetzt. Diese Eingabelung beruht auf der Festlegung der Unter- und Obergrenze. Der heterogene Blockhorizont (Type A) der Binntal-Zone wurde unmittelbar auf der Trias sedimentiert. Lias- oder Doggersedimente sind nicht vorhanden, wie dies teilweise in den Westalpen der Fall ist. Sie blieben jedoch als fragliche Komponenten erhalten. Der Blockhorizont A ist eine kondensierte Abfolge, die möglicherweise den gesamten Jura in aufgearbeiteter Form enthält.
- Die *Couches de l'Arolay*, die mit den karbonathaltigen Quarziten (Typ B) zu parallelisieren sind, wurden von TRÜMPY (1954) mit Barrémien–Aptien datiert (Orbitolinen).
- Die *Couches des Marmontains* konnten von BURRI (1958, 1967) ins Albien–Turonien gestellt werden. Diese Alter beruhen auf Datierungen (Radiolarien, Präglobotruncanen) aus der Region von Sion und Brig. TRÜMPY (1954) wagt den Vergleich mit einer Gault-Fazies aus dem Penninikum des Bündnerlandes. Die quarzitischen Granatglimmerschiefer (Typ C) sind aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung sowie nach dem Feldaspekt eindeutig mit diesen Schichten der Zone von Brig–Sion–Courmayeur gleichzusetzen.
- Die *Couches de St-Christoph*, die wir mit den sandigen Kalkglimmerschiefern (Typ D) korrelieren, haben nirgends brauchbare Fossilien geliefert. Der jedoch überall zu beobachtende, allmähliche Übergang aus den darunterliegenden Couches des Marmontains bewog schon TRÜMPY (1954) und BURRI (1958), diese Schichtfolge mit einem Oberkreideflysch zu vergleichen.

Weitere Datierungen von ANTOINE (1971) in den Westalpen ergeben für die Couches de l'Arolay, des Marmontains und de St-Christoph etwas jüngere Alter (Tab. 3). Die Rosswald-Serie kann einerseits mit der Lithologie D korreliert werden, womit sie ebenfalls in die Oberkreide (evtl. Paläozän nach ANTOINE 1971) zu stellen ist. Gegen das Westende des Untersuchungsgebietes wird die Rosswald-Serie von den Sosto-Schiefern abgelöst, die von PANTIĆ & GANSSER (1977) und PANTIĆ & ISLER (1981) mit Oberjura bzw. Unterkreide datiert wurden. Diese Heterochronie ist ein Hinweis, dass es sich beim Walliser Trog um einen Komplex von kleineren Sedimentbecken handelt, in denen ähnliche Fazies zu verschiedenen Zeiten zur Ablagerung kamen.

3. Beschreibung der Strukturen

3.1 Allgemeines

Es wurden speziell die alpinen Deformationsstrukturen der Sedimentzonen detailliert untersucht, im Nordostteil des Arbeitsgebietes auch diejenigen des Kristallins.