

Geologischer Atlas der Schweiz Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt

1234 Vals

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 121)

Erläuterungen

verfasst von

ROLAND WYSS und ALFRED ISLER

Mit 12 Textfiguren, 7 Tabellen und 1 Tafelbeilage

2007

Herausgegeben vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Publié par l'Office fédéral de topographie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis*Karte:*

ARNOLD A., FEHR A., JUNG, W., KOPP, J., KUPFERSCHMID, C., LEU, W., LISZKAY, M., NABHOLZ, W., VAN DER PLAS, L., PROBST, P. & WYSS, R. (2007): Blatt 1234 Vals. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 121.

Erläuterungen:

WYSS, R. & ISLER, A. (2007): Blatt 1234 Vals. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 121.

© 2007, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913
ISBN 978-3-302-40015-0

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Einleitung	5
Stratigraphie	7
Süd- bis Ultrahelvetikum	7
Gotthard-«Massiv»	7
Altkristallin	7
Greina-Lumbrein-Trias	8
Scopi-Zone	9
Peidener Schuppenzone	12
Unterpenninikum	13
Zone Piz Terri - Lunschania	13
Terri-Gipfel-Zone und Darlun-Zone	13
Güida-Alpettas-Schuppenzone	16
Adula-Decke	20
Untere und Obere Valscher Schuppen	24
Aul-Decke	29
Grava-Decke	31
Tomül-Decke	36
Mittelpenninikum	41
Areua-Bruschhorn-Zone	41
Schamser Decken	41
Gurschus-Kalkberg-Decke	41
Tschera-Decke	43
Gelbhorn-Decke	43
Quartär	45
Tektonik	51
Einführung	51
Tektonische Einheiten	52
Tektono-metamorphe Entwicklung	58
Rohstoffe	63
Siedlungsgeschichtliche Elemente	65
Hydrogeologie	66
Exkursionen	71
Literaturverzeichnis	72
Publizierte geologische Karten	77

VORWORT

Das Blatt Vals des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 vermittelt eine detaillierte Darstellung des nördlichen Teils der Adula-Decke und der darüber liegenden Bündnerschiefer-Decken. Die Nordwest-Ecke reicht bis zum Südrand des Gotthard-«Massivs». Die Kartierung der Südwest-Ecke (Schamser Decken) ist vom 1971 erschienenen Blatt Andeer übernommen worden.

Die vorliegende Karte wurde grösstenteils von Prof. W. Nabholz und seinen Schülern aufgenommen. Nabholz gelang es, die Basis der generell sehr fossil-armen Bündnerschiefer aufgrund von *Gryphaea arcuata*-Funden als Lias zu datieren. Die späteren Mikrofossil- und Palynomorphenuntersuchungen lieferten nur spärliche Resultate. Immerhin konnten die Nolla-Kalkschiefer als Kreide (Céno-manien) datiert werden. Die in neuerer Zeit durchgeführten isotopengeochemischen Untersuchungen deuten ebenfalls darauf hin, dass die vorliegenden Bündnerschiefer mehrheitlich ein Jura-Kreide-Alter aufweisen dürften.

Die in der Adula-Decke beobachteten Hochdruck-Paragenesen (Eklogit- und Blauschieferfazies), das in den Bündnerschiefern festgestellte Hochdruck-Tiefemperatur-Mineral Karpholith sowie die intensive Verschuppung und Zerschierung sowohl des Kristallins als auch der Bündnerschiefer werden als Beleg für eine Subduktionszone gedeutet, die während der alpinen Gebirgsbildung im vorliegenden Gebiet ausgebildet wurde. Das Geosynklinalkonzept der älteren Autoren lebt aber bis heute in der Zuteilung zu den einzelnen Faziesräumen fort.

Die kartographische Bearbeitung des Kartenblattes Vals lag in den Händen von Peter Plocek (Abteilung für thematische Kartografie, swisstopo) und Remo Trüssel (Landesgeologie, swisstopo). Die wissenschaftliche Review wurde von der Schweizerischen Geologischen Kommission koordiniert. Die Kommentare von Prof. A. Pfiffner, Prof. S. Schmid, Dr. U. Etter, Prof. R. Oberhänsli und Prof. S. Löw haben ganz wesentlich zur zeitgemässen Darstellung vor allem auch des Kapitels «Tektonik» beigetragen. Weitere wertvolle Anregungen gehen auf Dr. D. Frey, Dr. W. Flück und M. Wiederkehr zurück.

Das Bundesamt für Landestopografie dankt den Autoren bestens für die wertvolle Arbeit und für die gute Zusammenarbeit während der redaktionellen Phase. Ebenfalls gedankt sei allen übrigen Personen (Private, Gemeinde- und Kantonsbehörden, Fachstellen, Geologiebüros u.a.), die in irgendeiner Weise zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Oktober 2007

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

EINLEITUNG

Das vorliegende Blatt Nr. 121 des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 umfasst in seinem zentralen Teil das Gebiet des Valser und des Peiler Tals mit dem Kurort Vals. Im Nordwesten reicht es bis ins hintere Val Lugnez mit dem Dörfchen Vrin, im Südwesten bis ans Westende des Zervreilasees und im Osten bis ins Safiental. Die Terrainhöhen bewegen sich zwischen 1000 und 3000 m ü. M. und die Waldgrenze liegt bei 1800–1900 m ü. M. Das Gebiet zeichnet sich durch mehrere grossflächige Sackungen aus.

Mit der nordwestlichen Blattecke wird ein kleiner Teil des Gotthard-«Masivs» mit seiner teils autochthonen, grösstenteils aber parautochthonen Sedimentbedeckung erfasst (vgl. Tekt. Nebenkärtchen 1:250 000). Diese ist Teil des süd- bis ultrahelvetischen Faziesraumes und grenzt entlang der Peidener Schuppenzone mit der penninischen Basisüberschiebung und damit assoziierten triadischen Schürflingen («Grenztrias») an die hangenden Bündnerschiefer der Grava-Decke («Lugnezer Schiefer»).

Die «Lugnezer Schiefer», als östliche Fortsetzung der Sosto-Schiefer und der Bündnerschiefer der Bedretto-Zone (PROBST 1980), sind vom hinteren Teil des Val Lugnez bis an den Valser Rhein als breiter, zusammenhängender Streifen zu verfolgen. Sie werden als Teil der Grava-Decke aufgefasst, weil sie nördlich der Blattgrenze, beim Pala da Tgiern (auf Blatt 1214 Ilanz), mit den Bündnerschiefern der Grava-Decke s. str. in direkter Verbindung stehen. Letztere trennt die Aul-Decke im Liegenden von der Tomül-Decke im Hangenden. Sie quert die Abhänge westlich des Gebirgskammes Crap Grisch (Planggenhorn)–Piz Tomül–Bärenhorn und reicht bis nach Nufenen. Sie umhüllt gleichzeitig die kompliziert gebaute Zone Piz Terri-Lunschania. Diese Zone umfasst zwei zusammengehörige Schuppenzonen, die als Güida-Alpettas-Schuppenzone bezeichnet werden, sowie die Terri-Gipfel-Zone und die Darlun-Zone. Letztere beiden grenzen mit einer Aufschiebung aneinander.

Das Gebirge westlich von Vals wird zur Hauptsache durch Kalkmarmore und Ophiolithe der Aul-Decke aufgebaut, die nach dem hier gelegenen Piz Aul benannt ist. Diese Decke lässt sich als schmale Zone von Vals bis über den südlichen Blattrand hinaus verfolgen, wo sie wenig südlich des Hinterrheins endet.

Die den östlichen Teil des Gebietes dominierende Tomül-Decke besitzt einen der Grava-Decke sehr ähnlichen Gesteinsinhalt (NABHOLZ 1945, STEINMANN 1994). Sie umfasst jedoch neben Bündnerschiefern zusätzlich noch jüngere, als «Flysch» bezeichnete Schichten.

Die paläogeographisch mit der Tomül-Decke zusammenhängenden Bündnerschiefer der Grava-Decke (inkl. «Lugnezer Schiefer») wurden aus Süden auf die Zone Piz Terri-Lunschania überschoben und darnach zur Lunschania-Antiform hochgefaltet.

Der südwestliche Viertel des Kartenblattes wird durch das Kristallin der Adula-Decke und die darüber liegenden Valser Schuppen dominiert. Die Valser Schuppen bestehen aus dünnen Lamellen von Adula-Kristallin und Trias-Sedimenten sowie aus Bündnerschiefern des Walliser Troges (Unterpenninikum), und lassen sich über San Bernardino hinaus bis ins Misox verfolgen.

Über diesen unterpenninischen Einheiten folgt östlich des Safierbergs eine wenig mächtige, tektonische Mélangezone, die Areua-Bruschghorn-Zone. Sie bildet die Unterlage der Schamser Decken, die hier mit einem kleinen Zipfel noch ins Blatt Vals hineinragen und mittelpenninische Elemente darstellen.

Die Grenze zwischen dem Süd- bis Ultrahelvetikum und dem Penninikum ist im vorliegenden Gebiet fließend und wurde nie sauber definiert. Die traditionelle Vermischung tektonischer, fazieller und paläogeographischer Einheiten und Begriffe wurde mit der Anwendung des Plattentektonikmodells noch fragwürdiger, da sich die ursprünglichen paläogeographischen Bereiche im Bereich der Subduktionszone grossräumig überlappen. Die Verwendung zusätzlicher Begriffe wie «Subpenninikum» oder «Infrapenninikum» trägt dabei aber kaum zu einer Klärung bei. In der Kartenlegende und in den vorliegenden Erläuterungen wird daher von diesen Begriffen kein Gebrauch gemacht.

Die Zuordnung der verschiedenen lithostratigraphischen Einheiten zum Süd- bis Ultrahelvetikum und zum Unterpenninikum basiert im Wesentlichen auf den «Abwicklungen» von PROBST (1980, S. 54 f.) und von KEMPF & PFIFFNER (2004, Fig. 12) und diejenige zum Mittelpenninikum auf SCHREURS (1995, S. 18 f.).

Die Gesteinsserien des vorliegenden Gebietes zeichnen sich durch einen generellen Mangel an bestimmaren Fossilien aus. Die Gliederung und Alterszuweisung basiert deshalb notgedrungen hauptsächlich auf lithologischen Kriterien und Vergleichen. Die einzige erwähnenswerte Ausnahme bilden die sog. «Gryphäenkalke», die dem Lias zugeordnet werden können.

STRATIGRAPHIE

SÜD- BIS ULTRAHELVETIKUM

GOTTHARD-«MASSIV»

Das Gotthard-«Massiv» und seine autochthone Bedeckung (Greina-Lumbrein-Trias) wird in Anlehnung an KEMPF & PFIFFNER (2004) dem süd- bis ultrahelveticen Ablagerungsraum zugeordnet.

Altkristallin

A Amphibolit

Bei der Brücke der Strasse Lumbrein–Vrin über die Aua da Cavel (Val Miedra) findet sich eine in die Paragneise eingelagerte, ca. 30–50 m mächtige Amphibolitlinse. Das Gestein ist mittelkörnig, undeutlich gebändert und von einem Netz von Kalzit- und Epidotadern durchsetzt. Die Frage der Genese dieses Amphibolites muss offen gelassen werden.

G Helle Glimmergneise und -schiefer, Serizit führende Metaquarzite (Paragneise)

Diese im unteren Val Miedra auftretenden Paragneise des sogenannten südlichen Parakomplexes (FEHR 1956) umfassen hauptsächlich helle, oft grünliche Muskovitgneise und -schiefer sowie Serizitquarzite. Letztere enthalten nicht selten kleine Pyrite und Turmalin.

GI Glimmer-Alkalifeldspatgneise (mit Plagioklas) sowie quarzitische Muskovitgneise (ohne Plagioklas), lagig bis flachlinsig («Mischgneise»)

In dieser, von FEHR (1956) als «Lagen- bis Flatschengneise» kartierten Gesteinseinheit lösen sich Chlorit-Muskovitgneise und -schiefer, Chloritgneise, Biotitgneise und Muskovitgneise auf kurze Distanz ab. Es handelt sich um fein- bis mittelkörnige Alkalifeldspatgneise mit Plagioklas. Die damit assoziierten quarzischen Muskovitgneise führen ebenfalls Alkalifeldspat, jedoch keinen Plagioklas. Die gesamte Einheit ist sehr heterogen aufgebaut, die Textur lagig bis flachlinsig («flatschig»). Neben konkordant eingelagerten Pegmatiten und Apliten sind häufig

Quarzadern zu beobachten. Wegen ihrer Alkalifeldspatführung werden sie als schwach injizierte Paragneise bzw. «Mischgneise» gedeutet.

Gegen die Südgrenze des Gotthard-«Massivs» hin gehen die «Lagen- bis Flatschengneise» in Augengneise über, die sich durch Plagioklasarmut und niedrige Biotit- bzw. Chloritgehalte auszeichnen. Es handelt sich um feinkörnige, hellgrüne Serizitgneise und mittelkörnige Muskovitgneise mit zum Teil stark beanspruchten Kalifeldspat-Augen.

Greina-Lumbrein-Trias

Zwischen dem Val Camadra und Lumbrein ist eine dem Gotthard-«Massiv» mit stratigraphischem Kontakt aufliegende, nur wenig gestörte, basale Trias erhalten geblieben, die u. a. von FEHR (1956), JUNG (1963), FREY (1967) und ETTER (1987) detailliert beschrieben wurde. Die Quartenschiefer, die normalerweise das jüngste triadische Schichtglied darstellen, sind im vorliegenden Gebiet nur noch sehr lückenhaft erhalten, da sie einen bevorzugten Abscherungshorizont darstellen.

t_I Arkose, Quarzit (Mels-Formation)

Die Mels-Formation besteht aus einer graugrünen, groben Arkose, die mit scharfem Kontakt diskordant den Gneisen aufliegt und gegen oben fließend in einen weissen Quarzit übergeht. FEHR (1956) spricht noch von «Quarzitischem Verrucano» und «Triasbasis-Quarzit», neigt aber bereits dazu, beide Einheiten der Trias zuzuordnen.

Die Arkose weist eine mittel- bis grobsandige Quarzmatrix mit wenig Hellglimmer auf, in der schlecht gerundete, mm-, seltener bis cm-grosse Quarz- und Feldspatkomponenten (bis 30% Alkalifeldspat) sowie Tonschieferfetzen schwimmen. Im Unterschied zum Ilanzer Verrucano enthält diese Arkose keine polymineralischen Granit-, Aplit- oder Pegmatitgerölle und ist auch nicht so serizitreich. Mit Übergang in den überlagernden Quarzit setzen die eingestreuten Komponenten aus.

t_{II} Dolomit, Rauwacke (Röti-Formation)

Es handelt sich bei dieser Serie um hellen, gelblich anwitternden, massigen Dolomit mit häufigen Kalzit-Quarzadern und um darüber liegende Rauwacke. Selten findet sich auch etwas Gips. Der Dolomit ist in wechselndem Ausmass von hellgrünen, quartenschieferähnlichen, dünnen Phyllitlagen und -linsen durchzogen. Die die Röti-Formation überlagernden Quartenschiefer fehlen meistens oder

sind sehr stark ausgedünnt. Die Quartenschiefer wurden deshalb auf dem vorliegenden Kartenblatt nicht als selbständige Einheit ausgeschieden.

SCOPI-ZONE

Gemäss den Profilsereien von FREY (1967) und PROBST (1980) stellt die Scopi-Zone östlich des Lukmanierpasses eine einfache Synklinale mit sehr stark ausgedünntem Nordschenkel dar. In der Lumnezia fehlt der Nordschenkel dieser Zone vollständig, sodass der überkippte Südschenkel mit tektonischem Kontakt direkt an das flach gegen SSE abfallende Gotthard-«Massiv» grenzt. Die inverse Lagerung dieses Sedimentpaketes wurde erstmals von BAUMER et al. (1961) aufgezeigt und durch ETTER (1987) bestätigt. NABHOLZ (1948a, 1967) und NABHOLZ & VOLL (1963) vertraten dagegen die Meinung, dass in der Lumnezia eine normal liegende autochthone Serie vorliegt. Eine Diskussion dieser Kontroverse findet sich in ETTER (1987).

Die Verhältnisse in der Nordwest-Ecke des vorliegenden Kartenblattes und die Kartenlegende implizieren eine verkehrte Lagerung und eine parautochthone Natur dieser zum ultrahelvetischen Faziesraum gehörenden Sedimente. Der Standpunkt von Nabholz wird im Folgenden aber ebenfalls dargelegt.

I_{us} Sandkalk, Kalkschiefer («Untere Stgir-Serie»)

Die ältesten Gesteine der Scopi-Zone treten an deren Südrand auf und stellen eine unregelmässige Wechsellagerung von selten mehr als metermächtigen Sandkalk- und Kalkbänken und dünnbankigen Quarziten mit Kalk- bis Tonschiefern dar. Die Kalke und Sandkalke sind meist reich an Echinodermenbruchstücken und zum Teil stark deformierten Ooiden. NABHOLZ (1948a) fasste diese Gesteine in seiner «Serie mit unruhiger Sedimentation» zusammen und wies sie dem späten Lias (Toarcien) zu. BAUMER et al. (1961), JUNG (1963), FREY (1967) und ETTER (1987) dagegen nennen diese Gesteinsserie «Basale und Untere Stgir-Serie» (vgl. Tab. 1) und sehen darin Ablagerungen des frühen Lias (Hettangien und Sinémurien). Nach PANTIĆ & ISLER (1981) besitzt die «Basale Stgir-Serie» ein mittelliasisches Alter. FREY (1967) fand in diesen Schichten in der Scopi-Zone wenige, stark deformierte Reste dickschaliger Muscheln (?Cardien) sowie *Gryphaea* sp. und JUNG (1963) beobachtete im Val Dadens da Silgin (westlich von Surin) Korallen.

Die «Untere Stgir-Serie» ist durch ihre zahlreichen schiefrigen Einlagerungen charakterisiert. Die Grenze zu der nördlich angrenzenden «Oberen Stgir-Serie» wurde im vorliegenden Gebiet mit dem Einsetzen der ersten mächtigeren Quarzit- bzw. Sandkalkbank gezogen (vgl. JUNG 1963, Profile A5 und A10).

I_{0s} Grober Sandkalk, Quarzite («Obere Stgir-Serie»)

Die «Serie der groben Sandkalke und Quarzite, oft spätig (mit Crinoiden)» von NABHOLZ (1948a) wurde von JUNG (1963) «Obere Stgir-Serie» genannt (vgl. Tab. 1). JUNG (1963) weist diese Gesteinsserie aufgrund dreier Ammonitenfragmente von *Arnioceras* sp. überwiegend dem Lotharingien zu. Gleichzeitig findet er auch mehrere Gryphäenreste. NABHOLZ (1948a) vermutete ein etwas jüngerer Alter.

Die Serie umfasst hauptsächlich Sandkalke und Quarzite. Die groben Sandkalke bestehen aus einer Grundmasse von Quarz und Kalzit, in der sich mm-grosse Komponenten von ebenfalls Quarz und Kalzit finden. Der Kalzit zeigt unter dem Mikroskop oft die typische Struktur von Echinodermenbruchstücken. Häufig sind auch Crinoidenquerschnitte und Ooide zu finden. Bei den als Quarzite bezeichneten Gesteinen handelt es sich im Wesentlichen um eine feinkörnige Variante der vorgängig beschriebenen Sandkalke. Es sind aber auch echte, kalkfreie Quarzite vorhanden. Die massigen Sandkalkbänke werden durch dünne, ± sandige Tonschieferlagen voneinander getrennt.

Die gesamte Abfolge weist häufig eine Bankung im cm- bis dm-Bereich auf, besitzt eine rillenartige Abwitterung und ähnelt den liasischen Grobsandkalken der Garvera-Zone (NIGGLI 1944, TRÜMPY 1949). Sie bildet im Gelände meistens steile Wände. Die Obergrenze wird beim Wechsel von mehrheitlich sandigem, gelbbraun anwitterndem Gestein zu grau-schwarzen Kalkschiefern und Kalken gezogen.

I_{1n} Graue, sandige, ± tonige Kalkschiefer («Inferno-Serie»)

Die «Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarzitischen Tonschiefern» und die etwas jüngere «Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer, ± sandig» von NABHOLZ (1948a) werden von BAUMER et al. (1961) zur «Inferno-Serie» zusammengefasst.

NABHOLZ (1948a) schloss aus gut erhaltenen Querschnitten von *Gryphaea arcuata* im Bleniotal auf ein Sinémurien-Alter (früher Lias) für seine «Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer». Gemäss JUNG (1963) und ETTER (1987) enthält die «Inferno-Serie» vielerorts bis über 10 cm lange Belemniten (?*Passaloteuthis* sp.). Solche treten im frühen Lias nicht auf. Der «Inferno-Serie» wird deshalb von diesen Autoren ein Mittel- bis Spätlias-Alter (Pliensbachien-Toarcien) zugewiesen.

Westlich von Vrin ist die «Inferno-Serie» nur noch geringmächtig und zum Teil von Moräne bedeckt. Sie wird von dunkelgrauen Kalkschiefern mit wechselndem Gehalt an kieseliger, sandiger und toniger Substanz dominiert. Da die Tonminerale teilweise in Serizit umgewandelt wurden, bestehen Übergänge zu Glimmerschiefern. Ferner finden sich auch untergeordnet Sandkalk- und Quarzitbänklein eingeschaltet.

Makroskopisch erkennt man gelegentlich Crinoiden-Querschnitte, unter dem Mikroskop häufig auch die Maschenstruktur von Echinodermen. Einzelne Lagen

Tabelle 1: Korrelationstabelle der helvetischen Sedimentserien im Bereich des Gotthard-«Massivs» (aus JUNG 1963)

Nufenenpass	Seopi	Lugnez	Gotthard-Massiv-Ostende	Urseren-Gavera-Mulde	Helvetische Decken der Ostschweiz	
R. EICHENBERGER (1924, S. 461 ff.)	H. M. HUBER (1943, S. 78 ff.)	A. BAUMER et al. (1961) W. JUNG (1963)	W. K. NABHOLZ (1948, S. 254 ff.) (umgestellt)	E. NIGGLI (1944, S. 219 ff.) R. TRÜMPY (1949, S. 183)	R. TRÜMPY (1949, S. 184 ff.)	
	(Kalkfreie Tonschiefer)	Coroi-Serie	Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite	(Jüngeres Mesozoikum abgesichert)	Aalenian-schiefer	Aalenian
Knotenarme Kalkke und Knotenschiefer, wechsellagernde Kalkke	(Oolithe und Sandkalke)	Obere Inferno-Serie	Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarzitischen Tonschiefern.		Schichtlücke	Toarcian
	Knotentonschiefer, Tonschiefer mit Kalkbänken, etwas sandig	Mittlere Inferno-Serie	Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer		Sexmor-Serie	Dome-rian
		Untere Inferno-Serie				
Kompakte, massige gelbe Quarzite mit schwarzen, pyritführenden Kalkton-schiefern wechsellagernd. Dunkle Kalkke mit Gryphäen	Quarzite und Sandsteine mit tonigen Zwischenlagen	Obere Stgir-Serie	Serie der groben Sandkalke und Quarzite, oft spätig	Grobsandkalke rillenartig anwitternd mit wenigen Schiefer-einlagerungen	Spitzmeilen-Serie	Lotha-ri-gian
Granat-Biotit-Plagioklasschiefer mit vereinzelt Kalkbänken	Sandige, glimmerreiche Tonschiefer mit Marmorbänken, Spatkalken und Quarziten	Untere Stgir-Serie	Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung	Wechsellagerung von Kalken, Sandkalken, schwarzen Schiefen	Prodkamm-Serie	Sine-murian s. str.
Harte, quarzitische Tonschiefer und Quarzite		Basale Stgir-Serie		Lumachellenbank, harte schwarze quarzreiche Schiefer	Cardinien-Schichten	Hettan-gian
					Infralias-Sandsteine	Rhaet

sind oolithisch, wobei die Ooide teils dolomitisiert, teils pyritisiert sind. Der Übergang zur «Coroi-Serie» ist unscharf. Die Grenze wurde dort gezogen, wo weitgehend kalkfreie Schiefer einsetzen.

i_{co} Schwarze Tonschiefer, Feinsandsteine («Coroi-Serie»)

Die «Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite» repräsentiert nach NABHOLZ (1948a), NABHOLZ & VOLL (1963) u. a. das nördlichste und zugleich älteste Element (Hettangien) der normal gelagerten Sedimentbedeckung des Gotthard-«Massivs». Nach BAUMER et al. (1961) wie auch nach ETTER (1987), die dieses Sedimentpaket als «Coroi-Serie» bezeichnen, handelt es sich dagegen um das jüngste erhaltene Glied (Aalénien) der verkehrt über der Trias liegenden Scopi-Zone. Fossilreste sind äusserst selten. Die Alterszuweisung basiert deshalb auf lithologischen Vergleichen mit entsprechend ausgebildeten helvetischen Sedimenten. Zudem ist eine Unterscheidung der Tonschiefer der «Coroi-Serie» von basalen Partien der «Stgir-Serie» unmöglich (JUNG 1963).

Die «Coroi-Serie» umfasst eine monotone Serie von schwarzen, praktisch kalkfreien Tonschiefern mit Pyrit und 40–70% Glimmer. Darin eingeschaltet sind Tonschieferquarzite, d. h. feinkörnige, schwarze Sandsteine, die oft erst beim Anschlagen mit dem Hammer von den Tonschiefern zu unterscheiden sind, sowie zum Teil mehrere cm-mächtige Silt-Sandlagen. Die Grenze zur «Inferno-Serie» ist häufig verschuppt und im vorliegenden Gebiet schwierig festzulegen.

PEIDENER SCHUPPENZONE

Die Peidener Schuppenzone, benannt nach dem ca. 6,5 km südlich von Ilanz gelegenen Peiden Bad, besteht vorwiegend aus tonigen und sandigen Kalkschiefern und darin eingeschuppten Triaszügen. Gemäss JUNG (1963) und ETTER (1987) gehören die zwischen den Triaszügen auftretenden Kalkschiefer eindeutig der «Stgir-Serie» und der «Inferno-Serie» und nicht den unterpenninischen Bündnerschiefern («Lugnezer Schiefer») an. Die Stellung der längs der penninischen Basisüberschiebung auftretenden Trias (sog. «Grenztrias») ist umstritten. Auf der vorliegenden Karte wird sie der Grava-Decke zugerechnet (vgl. BAUMER 1964). Der am Nordrand der Zone Piz Terri-Lunschania gelegene Triaszug wird als südliches Äquivalent dieser «Grenztrias» interpretiert. Die erwähnte Basisüberschiebung der penninischen Grava-Decke kann im hinteren Lugnez bei der Brücke Pkt. 1406 m (Koord. 726.225/166.875) gut studiert werden.

Auf dem Kartenblatt Vals ist die Peidener Schuppenzone dem Ultrahelvetikum zugeordnet. Weiter im Westen, im Val Luzzone, wurden jedoch jüngst innerhalb der Peidener Schuppenzone Pseudomorphosen von Karpholith entdeckt. Dies belegt, dass diese Gesteine einer Hochdruck-Niedertemperatur-Metamor-

phose (Blauschieferfazies) unterworfen waren (s. Kap. «Tektono-metamorphe Entwicklung»). Da im Gotthard-«Massiv» Anzeichen für eine solche Metamorphose fehlen, vermuten WIEDERKEHR et al. (2006), dass diese Sedimente nicht die ursprüngliche Bedeckung des Gotthard-«Massivs» darstellen.

t_p Trias i. Allg.

Im Kartiergebiet bildet die penninische Basisüberschiebung und die «Grenztrias» die südliche Begrenzung der Peidener Schuppenzone. Ein weiterer, nördlicherer Triaszug bildet die Grenze zwischen Forca- und Pianca-Zone (s. unten). Andernorts sind mehrere, übereinandergeschuppte Triaslamellen vorhanden.

Die vorliegende Trias besteht vorwiegend aus Dolomitschiefern, grünen Serizitphylliten (Quartenschiefer) sowie lokalen Linsen von Quarzit, Rauwacke und Gips.

l_F Forca-Zone

l_P Pianca-Zone

Der Lias der Forca-Zone und der Pianca-Zone (s. ETTER 1987) umfasst meist mehrere, geringmächtige Schuppen, die aus isoklinal verfalteten Gesteinen der «Stgir-Serie» und der «Unteren Inferno-Serie» aufgebaut sind. Dabei herrschen tonige und sandige Kalkschiefer mit Sandkalklagen vor.

UNTERPENNINIKUM

ZONE PIZ TERRI-LUNSCHANIA

Terri-Gipfel-Zone und Darlun-Zone

Die Terri-Gipfel-Zone bildet den Kern einer grossen Antiklinalstruktur (Lunshania-Antiform: PROBST 1980, STEINMANN 1994) und grenzt sowohl im Norden als auch im Süden an eine tektonisch höher liegende und mitverfaltete Schuppenzone, die neu als Güida-Alpettas-Schuppenzone bezeichnet wird (s. unten). Im Südwesten steht die Terri-Gipfel-Zone längs einer steileinfallenden Überschiebung mit der lithologisch sehr ähnlich aufgebauten Darlun-Zone in Kontakt (Fig. 1). Der südliche Teil der Darlun-Zone ist stark verschuppt. Die Terri-Gipfel-Zone und die Darlun-Zone stellen nach Auffassung von PROBST (1980) die direkte sedimentäre Überdeckung des Soja-Verrucano dar.

t' Dolomit, Quarzit, weissliche und grünliche Phyllite (Trias i. Allg.)

Die Terri-Gipfel-Zone (KUPFERSCHMID 1977) weist einzig nahe des westlichen Blattrandes in ihrem Innern zwei kleinere, im Bachbett des Glogn aufgeschlossene Triasaufschlüsse auf. Dieselben dürften den östlichsten Ausläufer des Kerns der Lunschania-Antiform darstellen, der aus Verrucano und Trias der Soja-Decke (PROBST 1980, Taf. III) besteht. Längs den Rändern dieser Zone tritt nirgends Trias auf. Die Triasaufschlüsse in der Darlun-Zone dürften die Begrenzungen von Teilschuppen darstellen.

Alle diese Triasvorkommen sind nicht weiter differenziert worden. Es handelt sich hauptsächlich um Dolomit, Quarzit sowie weissliche und grünliche Phyllite (Quartarschiefer).

l_t Basale Tonschiefer, ± sandig

Bei den in der Terri-Gipfel- und der Darlun-Zone auskartierten basalen Tonschiefern handelt es sich um schwarze, teilweise sandige, kalkfreie Tonschiefer.

l_f «Fossilmarmor» i. Allg.

l_g Gryphäenmarmor

Die «Fossilmarmore» verkörpern dunkelgraue, gelegentlich mittelgraue, rostig braun anwitternde, etwas sandige Marmore. Häufig sind darin weisse, kalzitische Fossilquerschnitte enthalten (Gryphäen, Belemniten, Kleingastropoden, Bryozoen, Echinodermenbruchstücke, fragliche Milioliden). Treten Fossilquerschnitte (vorwiegend Gryphäen) häufig auf, wurde diese Lithologie speziell als Gryphäenmarmor ausgeschieden. Dieser besitzt gemäss KUPFERSCHMID (1977) ein Sinémurien-Alter. «Fossilmarmor» sowie Gryphäenmarmor treten im südlichen Teil der Darlun-Zone auf, fehlen aber in der Terri-Gipfel-Zone. Speziell hervorzuheben, jedoch nicht separat ausgeschieden, ist der Spatkalk des Branderspitzi (PROBST 1976). Es handelt sich dabei um einen hellen, marmorisierten Kalk mit dunklen Flecken (Crinoidenreste), der hier lokal zusammen mit Fossilmarmoren auftritt.

S_b Dolomitlekzien

Im Antiklinalkern der Darlun-Zone finden sich geringmächtige, stark tektonisierte Dolomitlekzien mit sandig-karbonatischer Matrix. Gemäss PROBST (1980) sind analoge Lekzien auch in der Terri-Gipfel-Zone vorhanden. Sie sind jedoch auf der vorliegenden Kartierung nur innerhalb der Darlun-Zone auskartiert.

S_t Terri-Schiefer

Die Terri-Schiefer (KUPFERSCHMID 1971, 1977) bilden das Hauptelement der Terri-Gipfel-Zone und sind vom Tessin über den Piz Terri bis nordöstlich von

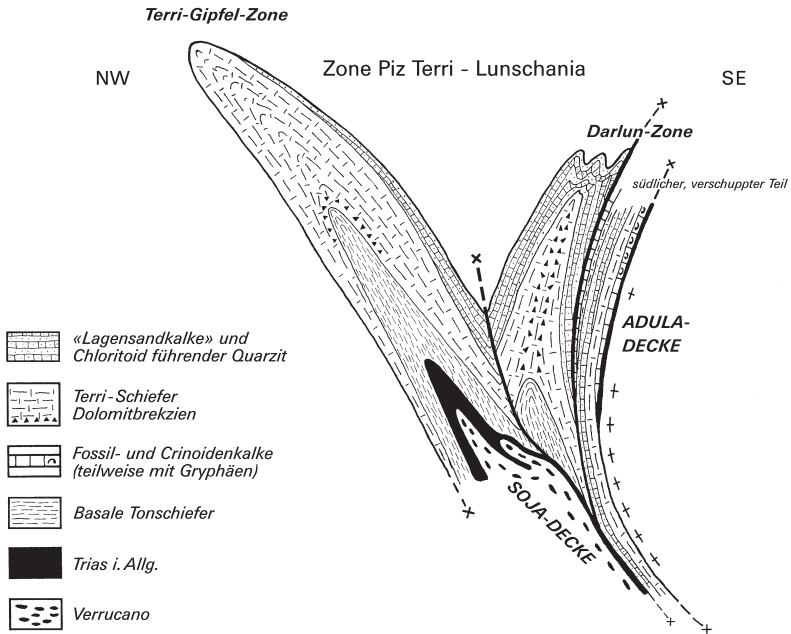


Fig. 1: Schematischer Aufbau der Terri-Gipfel-Zone und der Darlun-Zone (modifiziert nach PROBST 1980, nicht massstäblich).

Lunschania verfolgbar. Es handelt sich um eine monotone Abfolge von kalkigen bis tonigen und mehr oder weniger sandigen Schiefen, die oft bankweise stark marmorisiert sind. Selten sind darin kleine Crinoidenquerschnitte zu finden.

Sowohl am nördlichen wie auch am südlichen Rand dieser, den Kern einer grossen Antiklinale bildenden, Schieferserie finden sich vermehrt sandige und stark marmorisierte Einschaltungen. Bei Lunschania werden die Terri-Schiefer durch dunkelgraue Kalke bis Kalkschiefer (NABHOLZ 1967) repräsentiert. Die damit assoziierten schwarzen Tonschiefer entsprechen den «Jüngeren Kalk- und Tonschiefern» der Güida-Alpettas-Schuppenzone (s. unten).

S'_{ql} «Lagensandkalk», Chloritoid führender Quarzit
 S'_q Gneisquarzit

Über den Terri-Schiefen folgt eine Serie, die sich aus einer feinen Wechselagerung von tonig-kalkigen Schiefen und quarzitischen Lagen aufbaut. Sie wur-

de von KUPFERSCHMID (1977) «Serie der Lagensandkalke» genannt. Typisch für die quarzitischen Anteile ist der Chloritoid-Gehalt, der möglicherweise auf einen ehemaligen Kaolinit-Gehalt dieser Gesteine hinweist. Diese «Lagensandkalke» sind in der Darlun-Zone besonders mächtig entwickelt und lassen sich an der Südgrenze der Terri-Gipfel-Zone nach Nordosten weiter verfolgen. Sie dünnen gegen Nordosten rasch aus, wobei die kalkigen Lagen zusehens verschwinden. Schliesslich keilen sie im Val Serenastga aus, wo sie nur noch durch einzelne, dm-mächtige, Chloritoid führende Quarzitbänklein repräsentiert sind.

In der südlichen Darlun-Zone wie auch in einigen kleinen Aufschlüssen in der Terri-Gipfel-Zone treten zudem Gneisquarzite auf. Diese sind aber vor allem in den angrenzenden Schuppenzonen gut entwickelt und werden daher dort beschrieben. Die «Lagensandkalke» dürften mindestens gleich alt oder jünger als diese Gneisquarzite sein (PROBST 1980, S. 26).

Güida-Alpettas-Schuppenzone

Die ursprünglich von KUPFERSCHMID (1977) und PROBST (1980) als «Nördliche und Südliche Schuppenzone» bezeichneten Einheiten sind mit der von UHR (unpubl. Dissertationsmanuskript) im Greinagebiet ausgeschiedenen «Güida-Schuppenzone» und «Alpettas-Schuppenzone» zu korrelieren. Da diese Schuppenzonen einen weitgehend identischen Gesteinsinhalt aufweisen, dürften sie eine ursprünglich zusammengehörende tektonische Einheit repräsentieren, die auf die Terri-Gipfel-Zone aufgeschoben und mit derselben verfaltet worden ist (Fig. 11). Sie wird neu als Güida-Alpettas-Schuppenzone bezeichnet. Im Felde fällt sie vor allem durch ihre teils mehrere 100 m mächtigen Gneisquarzite auf.

Die nördliche Hälfte dieser Güida-Alpettas-Schuppenzone zieht als markantes Band von der Alp Negia über den Piz da Ruinas Neras zum Piz Regina und weiter nach Munt. Sie grenzt im Norden an die «Lugnezer Schiefer» der Grava-Decke und im Süden an die Terri-Gipfel-Zone. Gegen Westen lässt sie sich bis ins Gebiet des Lago di Luzzone verfolgen (BAUMER 1964).

Die südliche Hälfte verläuft vom Val Stgira über die Fuorcla Lischeias zum Branderspitzli und weiter nach Lunschania. Sie stösst im Norden an die Terri-Gipfel-Zone und im Süden an die Darlun-Zone und die Bündnerschiefer der Grava-Decke. Wenig westlich des Blattes Vals streicht diese Zone am Piz Alpettas in die Luft aus.

t Dolomit, Quarzit, weissliche und grünliche Phyllite (Trias i. Allg.)

Am nördlichen Rand der Güida-Alpettas-Schuppenzone verläuft ein markanter, über grosse Strecken verfolgbarer Triaszug. Dieser besteht aus Dolomit, Quarzit und quartenschieferähnlichen Phylliten und ist stellenweise, vermutlich

durch Faltung, verdoppelt. Lokal treten im Hangenden dieser Trias geringmächtige Dolomitbrekzien auf. Es ist ungewiss, ob diese «Grenztrias» zur Schuppenzone oder zur darüberschobenen Grava-Decke («Lugnezer Schiefer») gehört. Auf der Karte ist sie als Teil der Grava-Decke dargestellt.

Der tektonische Kontakt gegen die Terri-Gipfel-Zone hin ist als Schieferzone oder tektonische Brekzie ausgebildet oder durch dicke Quarzkonkretionen markiert.

Innerhalb der nördlichen Hälfte der Güida-Alpettas-Schuppenzone des vorliegenden Gebietes unterscheidet KUPFERSCHMID (1977) drei Schuppen, wobei aber keine trennende Trias vorhanden ist. In der südlichen Hälfte können ebenfalls drei Schuppen voneinander abgegrenzt werden, die eine zerscherte, liegende Falte darstellen (vgl. PROBST 1980, Fig. 12). Während der Triaszug längs der Grava-Decke sich vom Val Stgira bis ca. 1 km westlich des Valsertals verfolgen lässt, keilen die übrigen Trennhorizonte unregelmässig aus oder sind nur als kleine Linsen und Einquetschungen vorhanden.

Die Grenzen der individuellen Schuppen innerhalb der Güida-Alpettas-Schuppenzone sind auf der Karte nicht eingetragen. Ihr ungefährender Verlauf ist KUPFERSCHMID (1977, Fig. 2) zu entnehmen.

I_t Basale Tonschiefer, ± sandig

Diese schwarzen, ± sandigen Tonschiefer sind lithologisch identisch mit denen der Terri-Gipfel- und der Darlun-Zone.

I_f «Fossilmarmor» i. Allg.

I_g Gryphänenmarmor

Innerhalb der nördlichen Hälfte der Güida-Alpettas-Schuppenzone sind im vorliegenden Gebiet einzig im Bachtobel nördlich der Alp Serenastga «Fossilmarmore» aufgeschlossen. Die lokal zahlreichen Schalenreste, darunter auch Brachiopodenquerschnitte, sind auf den nassen Felsen im Bachbett gut sichtbar (Fig. 2). Diese Marmore sind isoklinal in die darüber liegenden Gneisquarzite eingefaltet. A. Uhr fand im oberen Valle di Güida (westlich des vorliegenden Kartenblattes) in dieser Zone in sandigen Kalkschiefern stark rekristallisierte Crinoidenstielglieder und kleine Ammoniten (*Arietites* s.l., ?frühes Sinémurien) sowie reliktsche Pectiniden.

In der südlichen Hälfte dagegen sind «Fossilmarmore» und Gryphänenmarmor stark vertreten. Letztere bilden mehrere langgestreckte, je 1–2 m mächtige Züge und gehen nordwestlich des Piz Aul, im Bereich der Plaun la Galera, in «Fossilmarmore» über, die nur noch wenige bzw. kleine Gryphänenquerschnitte führen. Ein weiterer, mit Trias assoziierter «Fossilmarmor» folgt der Südgrenze dieser Zone.

I_R Riff des Val Stgira

Zu den «Fossilarmoren» gehörend, jedoch separat ausgeschieden, sind die bis 50m mächtigen Riffkalke des Val Stgira in der «Südlichen Schuppenzone». GEYER (1977) interpretiert diese als ein Bioherm in *Lithiotis*-Fazies. Uhr hat darin grosse Pectiniden gefunden, die ebenfalls für Riffverhältnisse sprechen.

Der Riffmarmor ist im Liegenden von Gryphäenkalk und schwarzen Tonschiefern (= Basale Tonschiefer) begleitet.

S_b Dolomitbrekzie

Zwischen dem Val Stgira und der Alp Patnaul sind zwei langgestreckte, dünne Linsen von Lias-Dolomitbrekzie aufgeschlossen. Beim westlichen, vis-à-vis von Vanescha gelegenen Vorkommen findet man cm-grosse, meist stark ausgewalzte und zerrissene Dolomitkomponenten, die in dunkle Ton- und Kalkschiefer («Ältere» Ton- und Kalkschiefer) eingebettet sind. Es scheint sich um einen tektonisch mehrfach repetierten Horizont zu handeln. Beim östlichen Vorkommen handelt es sich um eine eigentliche Brekzie mit dunkelgrauen, z.T. beige, bis 1,5 cm grossen Dolomitkomponenten und ± massiger Textur. Auf der Karte konnten nur die grösseren Vorkommen dargestellt werden.

S_t «Ältere» Ton- und Kalkschiefer

Diese dunkel gefärbten, kalkig-tonigen, mehr oder weniger sandigen Schiefer stellen gemäss PROBST (1980) ein Äquivalent der Terri-Schiefer dar.

**S_{q1} «Lagensandkalk», Chloritoid führender Quarzit
S_q Gneisquarzit**

Die sog. Gneisquarzite stellen das charakteristische Gestein der Güida-Alpettas-Schuppenzone dar. Es handelt sich um meist bräunlich anwitternde, Glimmer und Feldspat führende «Quarzite» mit gneisartiger Textur, die aus mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen hervorgegangen sind (Metapsammite). Durch den unterschiedlichen Gehalt an opakem Pigment kann die Farbe von bräunlich bis fast schwarz variieren. Bei Zunahme des Kalkgehaltes können diese Gneisquarzite sukzessive in sandige Kalkglimmerschiefer übergehen. Zuweilen blättern die Gneislagen auch auf, wodurch hellbraune bis gelbliche, zu sandigem Grus zerfallende Serizitschiefer entstehen. Typisch ist der Gehalt an detritischen Alkalifeldspäten. An wenigen Stellen ist in diesen Metapsammitten noch eine Gradierung erhalten geblieben. Enggepresste Falten sind häufig.

NABHOLZ (1967) setzt diese Gneisquarzite der «Serie der groben Sandkalke und Quarzite» und damit der «Oberen Stgir-Serie» von JUNG (1963) gleich, die in den mittleren - späten Lias (Lotharingen) gestellt wird. PANTIĆ & ISLER (1981) ver-



Fig. 2: Brachiopodenquerschnitte im Bachtobel nördlich Alp Serenastga.

muten für die Gneisquarzite nördlich von Lunschania aufgrund von palynologischen Untersuchungen ein spätliasisches Alter.

Der «Lagensandkalk» und der Chloritoid führende Quarzit sind gleich wie in der Darlun-Zone ausgebildet. Diese Gesteine treten aber innerhalb der Güida-Alpettas-Schuppenzone nur in wenigen kleinen Aufschlüssen auf.

S_k «Jüngere» Kalkschiefer

S_s «Jüngere» Tonschiefer

Die «Jüngeren» Ton- und Kalkschiefer treten ausschliesslich im nördlichen Teil der Güida-Alpettas-Schuppenzone auf und sind im Feld nicht immer scharf voneinander zu trennen. Dementsprechend werden sie im vorliegenden Kartenblatt mit derselben Farbe dargestellt und die von Tonschiefern dominierten Gebiete mit einer Strichsignatur gekennzeichnet. Sie unterscheiden sich im Gelände durch ihre geringere Verwitterungsresistenz von den «Älteren» Ton- und Kalkschiefern und entsprechen den schwarzen Tonschiefern von Lunschania (vgl. NAB-HOLZ 1967).

Es handelt sich um dunkle Kalkglimmerschiefer bis -phyllite, die kontinuierlich aus den unterliegenden Gneisquarziten hervorgehen und ihrerseits zu schwarzen Tonschiefern überleiten.

ADULA-DECKE

Die während der alpinen Metamorphose im Adula-Kristallin gebildeten Eklogite und Hochdruck-Mineraie und die anhand des eingeschuppten Mesozoikums erkennbare Akkretion des Kristallins deuten darauf hin, dass die Adula-Decke Teil einer im Übergangsbereich zwischen helvetischem Ablagerungsraum und Walliser Trog ausgebildeten Subduktionszone war. Aufgrund ihrer heutigen Stellung im Liegenden des Unterpenninikums (Walliser Trog) wurde die Adula-Decke deshalb als Subpenninikum (MILNES 1974, SCHMID et al. 2004) oder Infra-penninikum (TRÜMPY 1980 u.a.) bezeichnet. Sie kann aber auch als Teil des Unterpenninikums betrachtet werden (PROBST 1980, PFIFFNER 1993 sowie Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000).

Auf der vorliegenden Karte wird sie dem Unterpenninikum zugeordnet.

A Metabasika

Amphibolitische Gesteine im Bereich der Adula-Decke sind auf dem Blatt Vals vor allem in der Nähe des Zervreila-Stausees und südlich des Valsler Rheins zwischen Stausee und Valé verbreitet. Es tritt dabei eine grosse Vielfalt von verschiedenen Gesteinstypen auf, die jedoch auf der Karte nicht weiter unterschieden sind. Es sind Glaukophanite, Amphibolite, Eklogite und Prasinite vorhanden (siehe VAN DER PLAS 1959, OBERHÄNSLI 1977, HEINRICH 1983, LÖW 1987, THÜRNING 1990). Granatamphibolite finden sich u.a. in der ausgedehnten Amphibolitmasse beim Chäscherli, ca. 1 km südwestlich von Valé. Epidotamphibolit baut den Riegel nördlich des Ampervreilsees auf.

K-Ar-Messungen an Hellglimmern einer Eklogitlinse bei Alt Wahli nahe Hinterrhein lieferten Alterswerte zwischen 38 und 45 Ma (= Mischalter; s. LÖW 1987) und ein eklogitischer Metabasit der zentralen Adula-Decke ergab ein Rb-Sr-Alter von $76,5 \pm 3,1$ Ma (MURALT 1986).

P Glimmerschiefer, Paragneise i. Allg.

Die Glimmerschiefer umfassen Quarz führende, glimmerreiche Gesteine mit ausgeprägter Paralleltexur. Zum Teil handelt es sich aber auch um eigentliche Glimmergneise. Sie besitzen eine bräunliche Anwitterungsfarbe. Als Mineralien treten Quarz, Albit, Serizit, Muskovit, Biotit, Chlorit und Granat auf. Kalifeldspat fehlt. Diese Glimmerschiefer stellen überwiegend Paragesteine dar und gehören zum sog. Altkristallin, das polymetamorph überprägt ist. Einige chemische Analysen sind in Tabelle 2 wiedergegeben.

LÖW (1987) beschreibt die metamorphe Entwicklung dieser Glimmerschiefer, die Metapelite, Metamergel und Albit-Amphibolschiefer basischen Ursprungs umfassen.

Tabelle 2: *Chemische Analysen von Glimmerschiefern der nördlichen Adula-Decke (nach VAN DER PLAS 1959)*

	1	2	3	4
SiO ₂	54.53	57.15	69.80	65.77
Al ₂ O ₃	26.08	20.28	15.50	14.92
Fe ₂ O ₃	2.86	3.54	2.03	1.38
FeO	3.78	2.18	2.68	4.59
MnO	0.11	Spuren	Spuren	0.04
MgO	3.03	2.78	1.02	2.67
CaO	0.97	1.70	1.29	1.50
Na ₂ O	0.97	1.87	2.38	2.30
K ₂ O	5.37	6.58	2.90	4.04
TiO ₂	0.82	0.68	0.58	0.79
P ₂ O ₅	n. b.	n. b.	0.15	0.45
H ₂ O (– 110°)	0.06	0.12	–	0.07
H ₂ O (+ 110°)	1.07	2.88	1.53	1.14
CO ₂	–	0.87	–	0.40
Summe	99.65	100.63	99.86	100.06

Analysen (Gew. %): 1 = Granat führender Glimmerschiefer
 2 = Chlorit führender Glimmerschiefer
 3 = Granat führender Glimmerschiefer
 4 = Feldspatreicher Glimmerschiefer

GO Phengitgneis, Augengneis

Bei den unter dem Namen Phengitgneis zusammengefassten Orthogesteinen handelt es sich um leukokrate, Epidot- und Biotit/Chlorit führende, phengitreiche Albit-Alkalifeldspatgneise. Sie besitzen eine hellgraue Anwitterung, streng eingeregelt Glimmer und sind gebändert und grobbankig. Sie bilden 2–20 m mächtige Einschaltungen in den Glimmerschiefern und Amphiboliten, aber auch grössere, zusammenhängende Körper. Im Gebiet der Alp Bidanätsch, am Frunthorn und am Dachberg sind diese Gneise zum Teil feinkörniger und intensiv gefältelt und zerfallen daher in stab- und bleistiftförmige Teilkörper («Stengelgneise»).

Zusätzlich zu erwähnen ist der granitoide Phengitgneis Typus Zervreila. Er weist eine mehr oder weniger granitische Textur auf und ist etwas heller als der «normale» Phengitgneis. Die besten Aufschlüsse dieses Gesteinstyps sind jedoch beim Aufstau des Zervreila-Stausees überflutet worden (KOPP 1923). Löw (1987)

u.a. interpretieren diese Phengitgneise als wahrscheinlich spätvariszische Intrusion in die Glimmerschiefer. Ob die feinkörnigen Schiefer die Randfazies dieser Intrusion darstellen, bleibe dahingestellt. Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter ergaben allerdings mit einem grossen Fehler behaftete, variszische Werte (JÄGER et al. 1967).

Neben den gleichkörnigen Phengitgneisen sind auch flaserige, z.T. grünliche Phengit-Augengneise vorhanden. Die Augen bestehen dabei meist aus Mikroclin. Solche Augengneisvorkommen lassen sich u.a. auf der Ampervreil Alp, im Bach westlich Valé sowie im Tobel des Faltschonbaches (auf ca. 2000 m ü.M.) beobachten. Ferner soll bei Kartütscha (ca. Koord. 734/163) früher Augengneis als Baumaterial und Dachplatten abgebaut worden sein (KOPP 1923).

Am Kontakt zwischen den Phengitgneisen und den Glimmerschiefern ist teilweise eine basische Randzone mit Migmatiten und Amphiboliten ausgebildet (MÜLLER 1958).

t Dolomit- und Kalkmarmor, Rauwacke, Quarzit

Bei den als Trias interpretierten Gesteinen handelt es sich um ein ähnliches Gesteinsspektrum wie es auch in den übrigen unterpenninischen Einheiten auftritt: Quarzite, Rauwacken, Dolomit- und Kalkmarmore. Lokal finden sich auch Spuren von Gips. Die einzelnen Gesteinsarten sind nicht differenziert, da sie, mit Ausnahme der Dolomitmarmore, nur in geringer Mächtigkeit auftreten. Diese Triasvorkommen sind stets mit dem Kristallin der Adula-Decke verschuppt («Internes Mesozoikum», Löw 1987).

Die längs der Linie Guraletschsee – Hennasädel – Ampervreil Alp – Chrüzgisch – Valé aufgeschlossene Triasschuppe und damit assoziierte Bündnerschieferreste (Fig. 3: Granat führende Kalkglimmerschiefer) repräsentieren den Ausbiss der augenfälligsten Trias-(Lias-)Lamelle innerhalb des Kristallins der nördlichen Adula-Decke. Eine ähnliche, annähernd horizontal gelagerte und verfaltete Lamelle ist im Kraftwerkstollen Ampreila – Peil, der auf ca. 1700 m ü.M. verläuft, angetroffen worden und führte dort ausserordentlich viel Anhydrit. Daneben sind auch viele linsenförmige Vorkommen vorhanden.

Die Trias beim Hohbüel, ESE des Selvasees, wird, in Übereinstimmung mit VAN DER PLAS (1959, Fig. 4), zu den Unteren Valser Schuppen gerechnet. Sie bildet eine der Adula-Decke aufsitzende Klippe.

S Granat führende Kalkglimmerschiefer bis Marmore

Ein grösseres Vorkommen von Disthen-Chloritoid-Granat-Glimmerschiefer tritt nördlich des Hennasädels auf. KOPP (1923) und VAN DER PLAS (1959) interpretieren dieses Vorkommen als liasische Bündnerschiefer. THÜRING (1990) dagegen vermutet, dass es sich um triadische Gesteine handelt, und interpretiert dieselben

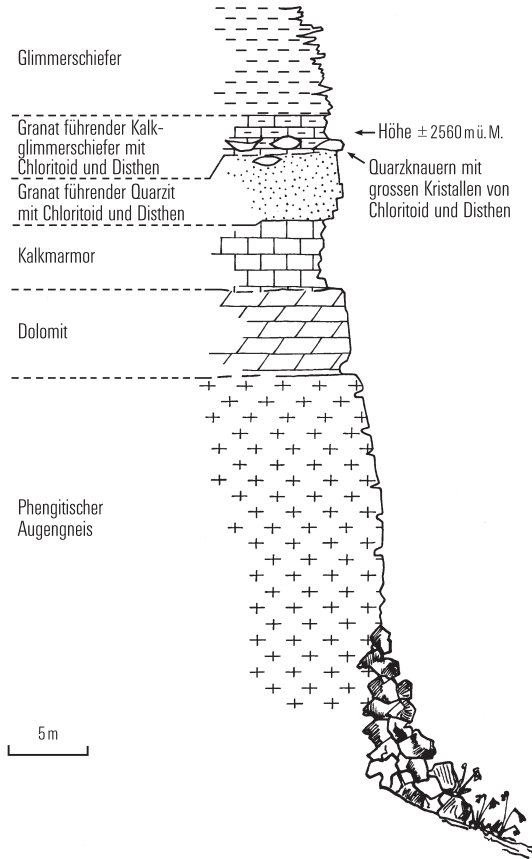


Fig. 3: Detailprofil Hennasädel (nach VAN DER PLAS 1959).

als metamorphe Quartenschiefer. Weitere, kleinere Vorkommen von möglichen liasischen oder triadischen Sedimenten finden sich nordöstlich der Selva Alp (In der Rossbodma). Auch bei den WNW des Bodahus (Koord. 734.390/161.780) ausgeschiedenen «Marmorvorkommen» handelt es sich um Granat führende Kalkglimmerschiefer bis Marmore.

UNTERE UND OBERE VALSER SCHUPPEN

Die Abgrenzung der Unteren und Oberen Valser Schuppen – unteres und oberes Valser Mélange gemäss STEINMANN (1994) – erfolgte durch die verschiedenen Bearbeiter zum Teil unterschiedlich. Die Grenzziehung auf dem vorliegenden Kartenblatt basiert östlich des Peiler Tals weitgehend auf NABHOLZ (1945). Die Trias an der Basis des Aul-Marmors wird dabei noch zur Aul-Decke geschlagen. Im Norden fehlt diese basale Trias und die Obergrenze der Oberen Valser Schuppen wird in Anlehnung an NABHOLZ (1967) und die Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000 (BWG, Ausgabe 2005) an die Basis der Aul-Marmore gelegt. Die Aul-Decke ist damit äquivalent dem oberen Aul-Lappen von KUPFERSCHMID (1977), währenddessen der untere Aul-Lappen den Oberen Valser Schuppen zugeteilt ist.

Im vorliegenden Gebiet enthalten die Unteren Valser Schuppen keine Bünderschiefer. In den Oberen Valser Schuppen dagegen dominieren dieselben, sind aber äusserst intensiv verschuppt.

A_v Amphibolite

Den Valser Schuppen zugehörige Amphibolite finden sich im Gebiet der Fuorcla da Puzos (ca. Koord. 727/162), wenig nordwestlich von Valé sowie in einem kleinen Aufschluss im Peiler Tal bei Koord. 734.870/162.320.

Im Gebiet der Fuorcla da Puzos sind die Amphibolite mit Dolomit, Glaukophanschiefern, Glimmerschiefern und Phengitschiefern vergesellschaftet. Der Gesteinsverband ist hier stark verfaltet und zum Teil mylonitisiert. Daher kann auch nicht sicher bestimmt werden, ob es sich bei diesen Amphiboliten um Schürflinge einer Ophiolithserie handelt oder nicht. Im Tobel westlich von Leis stehen Epidot-Chloritschiefer mit grüner Hornblende an.

P_v Glimmerschiefer, Paragneise i. Allg.

Östlich des Peiler und Valser Tals treten prätriadische Glimmerschiefer (Paragneise) praktisch nur in den Unteren Valser Schuppen auf. In den Oberen Valser Schuppen finden sich lediglich zwei kleine Vorkommen, die nördlich und südlich der Lokalität «Zum Hirt» (nordwestlich des Valser Horns) liegen. Westlich des Valser Tales sind die Verhältnisse analog, d. h. in den Oberen Schuppen finden sich nur einige wenige, geringmächtige Glimmerschiefervorkommen, die im Massstab 1:25 000 nicht mehr ausgeschieden wurden.

Die rostbraun anwitternden Glimmerschiefer (= «Paragneise» von NABHOLZ 1945) sind im frischen Bruch von grünlicher Farbe und bestehen aus Quarz, Albit, Serizit, Chlorit. Granat, Apatit und Zirkon sind akzessorisch. Mitunter sind auch quarzitisches, feldspatfreie Glimmerschiefer vorhanden.

GO_v Phengitgneis, Riesenaugengneis

Phengitgneise treten sowohl in den Unteren wie auch in den Oberen Valser Schuppen auf, sind jedoch in den Oberen Schuppen weit weniger häufig.

Die Phengitgneise der Oberen Valser Schuppen besitzen zum Teil einen ausgeprägt augigen Habitus. Im Normalfall sind die Kalifeldspataugen (Mikroklin) bis 1 cm gross, können aber auch 5–7 cm erreichen. NABHOLZ (1945) hat letztere als «Riesenaugengneis» bezeichnet. Dieser «Riesenaugengneis» kann bequem in einem unmittelbar oberhalb der Abfüllhalle von Vals gelegenen Aufschluss besichtigt werden. Er weist hier eine Bänderung (?reliktische Stoffbänderung) auf. Weitere Aufschlüsse finden sich u. a. in den Leiser Heubärga (s. VAN DER PLAS 1959, Fig. 13) sowie unmittelbar westlich des Schwarzorns (Koord. 727.470/163.030), wo dieser Gneis bis 30 m mächtig ist. Diese Vorkommen scheinen einer von Vals-Camp bis zum Schwarzorn durchziehenden Augengneislamelle anzugehören.

Besonders erwähnenswert ist zudem eine nördlich des Faltschonhorns und nordwestlich des Schwarzorns in die hier anstehenden Ophiolithe und Bündnerschiefer eingeschaltete, geringmächtige Gneislamelle.

Die Phengitgneise und die (Riesen-)Augengneise der Valser Schuppen sind mit den Phengitgneisen und Phengitaugengneisen der Adula-Decke identisch und offensichtlich von letzterer abgeschürft worden. Auf eine Wiederholung der Beschreibung wird daher verzichtet (s. unter «Adula-Decke»).

O_v Ophiolithe i. Allg.

Unter dem Oberbegriff «Ophiolithe i. Allg.» sind metamorphe ultramafische und mafische Intrusiv- und Extrusivgesteine zusammengefasst. Diese repräsentieren mindestens teilweise ehemalige ozeanische Kruste.

Die «Prasinite» sind Grüngesteine mit Albit, Epidot/Klinozoisit, Chlorit und sehr häufig auch Hornblende. Der Albit als Hauptgemengteil bildet das poikiloblastische Grundgefüge. Weitere Gemengteile können hinzu kommen (s. DIEHL 1938).

Die «Mischgesteine» umfassen dünnsschichtige Wechsellagerungen von ophiolitischem und sedimentärem Material (sog. «Ophistromatite») sowie auch Prasinite mit abnormal hohen Kalzit-, Quarz- und Hellglimmergehalten.

Die Ophiolithe der Valser Schuppen und der Grava- und Tomül-Decke sind sehr ähnlich ausgebildet. Es handelt sich um gabbroide-basaltische Gesteine. Sie werden daher gemeinsam beschrieben. Sie weisen im vorliegenden Gebiet im Detail eine grosse Variabilität auf. Auf der Karte sind sie jedoch, mit Ausnahme der Ophiolithe der Aul-Decke, die lokal Serpentin und Aktinolithschiefer enthalten, in der gleichen Farbe dargestellt.

Folgende ophiolitische Hauptgesteinstypen seien erwähnt:

- Serpentin, Talkschiefer, Aktinolithschiefer (nur Aul-Decke)
- Hornblende führende bis Hornblende reiche Prasinite

- Hornblende reiche Grünschiefer bis Amphibolite
- Kalzit führende Prasinite
- Kalzit (und Hellglimmer) führende Prasinite, ± Quarz
- Epidot führende Prasinite, Epidotschiefer

Für die Beschreibung der Mischgesteine sei auf NABHOLZ (1945, p. 70 ff.) verwiesen.

In den Oberen Valser Schuppen, in der Aul-Decke und in der Tomül-Decke häufen sich die Ophiolithzüge. Sie sind als 1–50 m mächtige Horizonte konkordant in die Bündnerschiefer eingelagert und treten bevorzugt im Bereich der Grenzen der einzelnen tektonischen Einheiten auf. Auffällig ist dabei, dass diese Grünschieferzüge offensichtlich mit einer grösseren Konstanz durchziehen als die meisten übrigen Gesteinseinheiten, d.h. weniger verschuppt wurden. So quert der sog. «Tomül-Grüngesteinszug», der zwischen die basale Schürffzone der Tomül-Decke und die darüber liegende, mächtige Bündnerschiefer- und Flyschserie eingeschaltet ist, praktisch das ganze Kartiergebiet. Neben tektonischen finden sich auch eindeutig nichttektonische Kontakte zum Nebengestein.

Die grösseren Ophiolithzüge sind im Randbereich karbonathaltig und in ihrem Kern teilweise karbonatfrei. Dort, wo sie an Tonschiefer grenzen, weisen sie im Randbereich häufig eine Anreicherung von Chlorit auf.

Wechsellagerungen von Prasiniten mit Sedimenten im mm- bis m-Bereich (sog. «Ophistromatite» bzw. Mischgesteine) sind häufig und sind u.a. bei Koord. 735.650/163.200 und 738.680/163.920 schön ausgebildet (STEINMANN 1994). Sie können gemäss OBERHÄNSLI (1977) als ursprüngliche Tuffite interpretiert werden. Ebenfalls häufig sind dünnere Lagen von gebankten Sedimenten zwischen mächtigeren Grüngesteinszügen (z. B. bei Koord. 735.210/163.550).

NABHOLZ (1945) und GANSSER (1937) interpretierten diese Ophiolithe aus Sicht der heute überholten Geosynkinaltheorie als syntektonische Intrusiva einer frühalpiner Kompressionsphase. STEINMANN (1994), der die Phänomene aus moderner, plattentektonischer Sicht beurteilt, schliesst dagegen aufgrund von in der Aul-Decke beobachteten Pillows auf überwiegend effusive Prozesse in Verbindung mit submarinem Vulkanismus. Auch der grosse Grüngesteinszug der Tomül-Decke mit seinen konkordant eingelagerten Sedimentpaketen kann ohne weiteres als Abfolge mehrerer submariner Lavaströme angesehen werden. Die am Faltschonhorn an verschiedenen Stellen in die Bündnerschiefer eingeschalteten, nur 1–2 m mächtigen Prasinitohorizonte dürften gemäss KUPFERSCHMID (1977) ebenfalls eher eine primäre Abfolge als eine tektonische Verschuppung repräsentieren.

Geochemisch und isotopengeochemisch (Neodymium- und Strontiumisotope) handelt es sich gemäss STEINMANN (1994) um MOR-Basalte (MOR = mid-oceanic ridge). Die vorliegenden Grüngesteine sind aber zu wenig mächtig, um selbständig verfrachtete Teile einer die Sedimente unterlagernden, ozeanischen Kruste zu verkörpern. Nach KUPFERSCHMID (1977) dürfte es sich vielmehr um

einen an Bruchtektonik gebundenen, submarinen Vulkanismus handeln, wobei ein Teil des Magmas nicht weit unterhalb der Sediment/Wasser-Grenzfläche in wasserhaltige Sedimente intrudiert wäre, während ein anderer Teil als Lava über den Meeresboden floss. STEINMANN (1994) glaubt, dass diese Effusiva im Übergangsbereich zwischen Kontinent und Ozean ausgeflossen sind. Eindeutige Evidenzen für eine nordpenninische ozeanische Kruste fehlen.

Das Alter der vorliegenden Ophiolithe kann nur grob abgeschätzt werden und ist durch keinerlei absolute Datierungen erhärtet. Gemäss STEINMANN (1994, S. 121) besitzen die basalen Grüngesteine der Aul-Decke ein Dogger – Malm-Alter. Für den Grüngesteinszug an der Basis der Tomül-Decke kann eine Bildung zwischen Ende Jura und anfangs Kreide vermutet werden, da die höheren Schichten der Tomül-Decke (Nolla-Tonschiefer, Nolla-Kalkschiefer, Carnusa-Schiefer) keinerlei Ophiolith einschaltungen aufweisen. Insgesamt scheinen die Grüngesteine der Aul-Decke tendenziell eher älter als der Tomül-Grüngesteinszug zu sein. Ein theoretischer Überlappungsbereich besteht für den Zeitraum Kimméridgien – Thionien.

t_v Dolomit, Marmor, Quarzit, Rauwacke (Trias i. Allg.)

Die triadischen Gesteine sind im Wesentlichen die einzigen Sedimentgesteine in den Unteren Valser Schuppen und bedeutend mächtiger ausgebildet als in den Oberen Valser Schuppen. Insgesamt vereinfacht sich der tektonische Bau gegen Norden hin: Während westlich des Valser Horns die Trias noch zahlreiche Einschuppungen bildet, findet man weiter nördlich nur noch wenige, besser differenzierte Züge. Figur 4 gibt einen Einblick in den Aufbau dieser Trias. In den Oberen Valser Schuppen sind auch lokal geringmächtige Quartenschiefer und Dolomibrekzien anzutreffen.

Die in den Unteren Valser Schuppen auftretende Rauwacke, die kieseligen Dolomite und die hellen, gebänderten Dolomite interpretiert NABHOLZ (1945) als Mitteltrias. Demgegenüber stellt er die hellen, massigen, kieseligen Kalkmarmore der Oberen Valser Schuppen in die späte Trias. Die verfalteten weissen Marmore am Faltschonhorn sind von KUPFERSCHMID (1977) ebenfalls der Trias zugewiesen worden. Auf der vorliegenden Karte und auf den Profilen sind sie jedoch dem Jura zugeordnet worden (vgl. S. 55). Es liegen aber keine Fossilfunde vor.

S_{vk} Kalkschiefer, Bänderkalke, Marmor, Brekzien, ? «Liaskalk»

Es handelt sich um Kalk(glimmer)schiefer, Bänderkalke, Marmore, Kiesel-schnurkalke und nur lokal vorhandene, stark ausgewalzte Kalkbrekzien, die zum Teil auch Dolomitkomponenten führen. Diese Gesteine sind häufig mit eisen-schüssigen, sandig-kalkigen Horizonten vergesellschaftet, die faziell dem Gryphäen führenden «Liaskalk» der Grava- und der Tomül-Decke entsprechen. NABHOLZ

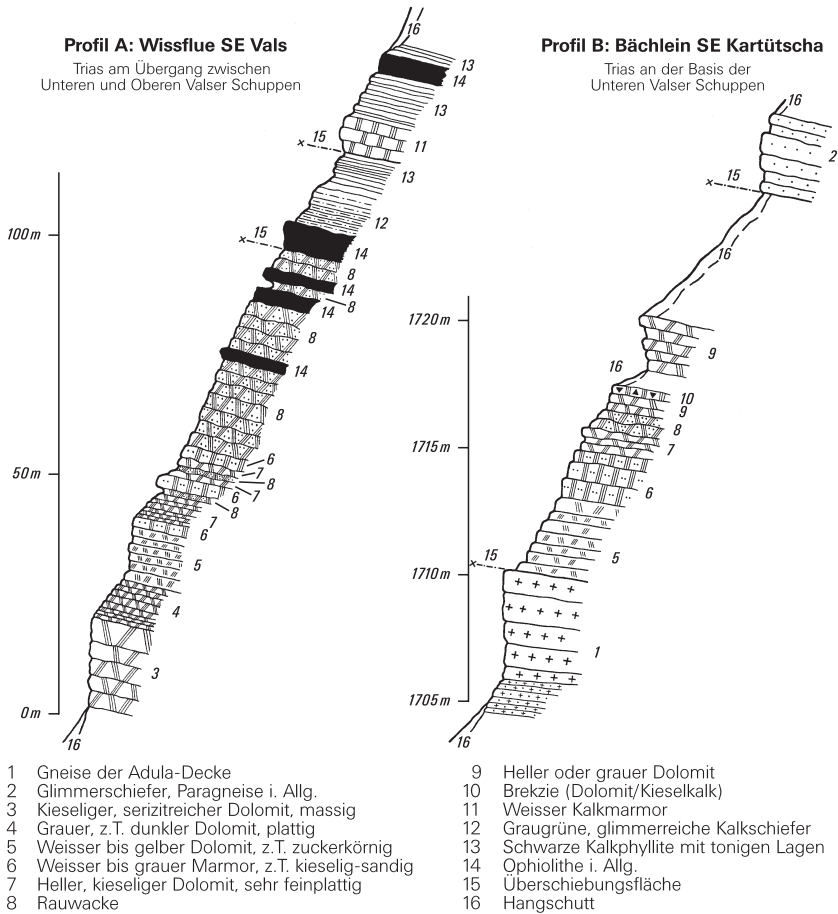


Fig. 4: Triasprofile in den Valsler Schuppen (nach NABHOLZ 1945).

(1945) interpretiert diese Serie deshalb als frühen Lias. Die von KUPFERSCHMID (1977) südwestlich des Schwarzorns, bei Pkt. 2807,9 m beobachteten Dolomitbrekzien werden ebenfalls dem Lias zugeordnet.

S_{Vq} Grauer Albitquarzit

Albitquarzite treten in den Oberen Valsler Schuppen östlich und südöstlich von Vals sowie in den Leiser Heubärga auf. Sie sind als relativ geringmächtige

Züge in die Kalkphyllite (S_V) eingelagert. Sie sind von grauer Farbe und weisen eine unterschiedlich starke Schieferung auf. Je nachdem liegt dann ein Quarzitgneis oder ein quarzitischer Schiefer vor. Als Hauptgemengteile treten Quarz, Albit, Muskovit/Serizit und Kalzit auf.

S_V Schwarze Kalkphyllite mit sandigen Kalkbänkchen und lokalen Tonschieferlagen, (Kalzit-)Albitschiefer

Die Kalkphyllite der Oberen Valser Schuppen sind ähnlich ausgebildet wie diejenigen der Grava-Decke. Sie sind von den Kalkschiefern (S_{VK}) zum Teil nur schwierig abzugrenzen. Es handelt sich um tonige Kalkphyllite, die durch schwarze, schwach serizitisierte Tonhäute und häufige sandige Kalkzwischenlagen charakterisiert sind. Gelegentlich findet man schwarze Tonschiefer bis tonige Quarzite darin eingelagert, so zum Beispiel bei Koord. 727.580/164.250.

Im Gebiet Schwarzhorn-Faltschönhorn treten ferner auch schwarze, Graphit führende (Kalzit-)Albitschiefer auf. Ihr Albitgehalt kann bis 60% betragen und hängt möglicherweise genetisch mit den Ophiolithen zusammen.

NABHOLZ (1945) betrachtet die Kalkphyllite als oberstes Element der Oberen Valser Schuppen und interpretiert sie als späten Lias. Die von PANTIĆ & ISLER (1978) aus einer Probe aus der Unteren Uccello-Zone, welche teilweise die südliche Fortsetzung der Oberen Valser Schuppen darstellt, isolierten Palynomorphen deuten auf ein Lias-Dogger-Alter.

AUL-DECKE

Die Aul-Decke (= oberer Aul-Lappen sensu KUPFERSCHMID 1977) besteht westlich des Valser Rheins aus einem durchziehenden Band von Aul-Marmor und einer nördlich daran anschliessenden, stark verschuppten Zone mit Ophiolithen, Kristallin, triadischen Marmoren und dunklen Kalkschiefern. Diese nördliche Zone könnte eventuell einen tektonischen Schürfling südlicherer Beheimatung darstellen (KUPFERSCHMID 1977).

GO_A Quarzitische Gneise, Phengitgneis

Quarzitische Gneise und Phengitgneise treten in der Aul-Decke auf dem Kartenblatt Vals nur westlich des Valser Rheins auf und zwar im Ronggtobel und im Gebiet des obersten Val Serenastga. Sie sind maximal bis 50 m mächtig. Neben den phengitischen treten auch hellglimmerfreie Gneiseinschaltungen auf. Sie stellen eingeschuppte Kristallinlamellen dar und sind den Phengitgneisen der Adula-Decke sehr ähnlich (PROBST 1976).

t_A Dolomit, Quarzit, quarzitische Phyllite (Trias i. Allg.)

Die westlich des Valser Rheins im Hangenden des Aul-Marmors auftretenden Triasvorkommen bestehen aus einer meist stark verschuppten Abfolge von Quarzit, Dolomit und quartenschieferähnlichen Phylliten.

Südöstlich von Vals bildet die Trias ein durchziehendes, mit Ophiolithen assoziiertes Band an der Basis des Aul-Marmors.

t_{Am} Weisser Marmor

Im Val Serenastga sind neben der Trias i. Allg. speziell weisse Marmore ausgedieschieden. Es handelt sich dabei um reine, massige, meist grob rekristallisierte Marmore mit gelblich-grauer Anwitterung, die lokal mit Dolomit und Triasquarziten vergesellschaftet sind und daher der Trias zugewiesen werden. Möglicherweise sind dieselben, mindestens teilweise, auch jünger.

Ein speziell erwähnenswerter Aufschluss dieses Marmors liegt 250 m NNE der Kapelle Bucarischuna, wo er grünen Fuchsit (= Muskovit mit hohem Chromanteil) sowie faustgrosse Dolomiteinschlüsse führt und 20 m unterhalb der Strasse in einem Steinbruch für Grabsteine abgebaut wurde. Südlich dieses Aufschlusses lassen sich im obersten Teil der Aul-Decke ebenfalls verschiedenenorts wenig mächtige Züge und Linsen von weissem Marmor beobachten (vgl. NABHOLZ 1945, Taf. 5). Diese sind auf der Karte jedoch dem Aul-Marmor zugewiesen worden.

t_{Ar} Rauwacke

Am Nordgrat des Piz Aul bildet eine langgestreckte Linse aus Rauwacke die Grenze zu den nördlich angrenzenden Bündnerschiefern der Grava-Decke.

S_{Am} Aul-Marmor

Bedeutendstes Schichtglied der Aul-Decke ist der einige hundert Meter mächtige, braun anwitternde, Serizit/Muskovit führende, plattige bis bankige Aul-Marmor. Er ist partienweise schiefrig ausgebildet und dann nicht immer mit Sicherheit von den eigentlichen Kalkschiefern (S_{Ak}) der Aul-Decke zu unterscheiden. Diese Marmore bilden unter anderem die imposanten Wände des Piz Aul. Die grosse Mächtigkeit dürfte tektonisch bedingt sein. Sie führen zuweilen Kiesel-schnüre oder zeigen Übergänge zu Kieselkalken. Lokal enthalten sie Crinoiden- und Echinodermenreste sowie Kleingastropoden.

Für die Aul-Marmore fehlen verlässliche Altershinweise. Aufgrund ihrer Lithologie sind sie jünger als Trias. Weil überlagernde jüngere Ablagerungen von anderer fazieller Ausbildung fehlen, bleibt die Dauer der Sedimentation der Aul-Marmore aber im Ungewissen. Gemäss STEINMANN (1994) zeigen isotopengeochemische Untersuchungen, dass sie nicht jünger als Jura sein können.

S_{Ak} Dunkle Kalk- bis Tonschiefer, ± sandig

Bei den dunklen Schiefen der Aul-Decke handelt es sich einerseits um Kalkschiefer mit unterschiedlichem Sandgehalt, andererseits um kalkfreie, tonig-sandige Schiefer. Beide Gesteinstypen treten vorwiegend westlich des Valser Rheins auf, während sie östlich des Valser Rheins und Peiler Bachs stark zurücktreten. Am Kontakt zu den Ophiolithen sind lokal (Kalzit-)Albitschiefer ausgebildet.

S_{Aq} Quarzit und quarzitischer Schiefer

Im Gebiet östlich von Camp treten innerhalb der Aul-Decke kalkige Quarzite bis quarzitischer Schiefer auf. Diese Gesteine sind durchaus vergleichbar mit den Albitquarziten, denen ein jurassisches Alter zugewiesen wird. Diese Quarzite wurden deshalb als eigenständige Lithologie auskartiert. Die Zuweisung zum Jura ist jedoch nicht zwingend, d.h. es könnte sich auch um eingeschuppte, triadische Quarzite handeln.

O_A Ophiolithe i. Allg.

Auch die Ophiolithe der Aul-Decke bestehen mehrheitlich aus Prasinit und werden deshalb nicht separat beschrieben (vgl. S. 25). Sie unterscheiden sich jedoch von den übrigen durch das lokale Auftreten von Serpentin, Aktinolithschiefer und Talkschiefer (z.B. bei Koord. 734.230/168.400). Zudem sind bisher nur in den Grüngesteinen der Aul-Decke gut erhaltene Pillows und pillowähnliche Strukturen beobachtet worden. Ein entsprechender Aufschluss findet sich bei Koord. 736.225/159.825 (STEINMANN 1994). Als weitere Besonderheit rapportiert KUPFERSCHMID (1977) einen m-mächtigen Horizont, welcher zu 80 % aus Chlorit besteht, der einen metamorphen Tuff verkörpern dürfte.

Die Ophiolithe an der Basis der Aul-Decke werden im vorliegenden Gebiet stratigraphisch von Aul-Marmoren überlagert. Letztere werden aufgrund isotopenchemischer Untersuchungen (Neodymium-Isotope, STEINMANN 1994) dem Jura zugeordnet. Die basalen Grüngesteine dürften deshalb ebenfalls ein jurassisches Alter aufweisen.

GRAVA-DECKE

Basale Schürfzone, Ophiolithe

Die basale Schürfzone der Grava-Decke ist im Detail äusserst komplex aufgebaut und teilweise nur schlecht aufgeschlossen. Das mannigfaltige Spektrum der verschiedenen auftretenden Gesteinsarten kann mit einer Kartierung 1:25 000 nicht vollständig dargestellt werden, sodass jeweils nur die markantesten Schichtglieder und auch diese zum Teil nur schematisch dargestellt werden konnten. Da

einzelne Schichtglieder dennoch gut über grössere Strecken verfolgbar sind, wird hier nicht von einem «Mélange» (STEINMANN 1994), sondern von einer Schürfzone gesprochen.

Die Grava-Decke ist um die Stirn der Aul-Decke herum eingewickelt und streicht am linken Blattrand bei Alp Scharboda in die Luft hinaus. Gemäss den Untersuchungen von NABHOLZ & VOLL (1963), VOLL (1976), PROBST (1980) und STEINMANN (1994) sind auch die «Lugnezer Schiefer» und die «Sosto-Schiefer» Teil der Grava-Decke.

Am Kontakt zur Peidener Schuppenzone und, symmetrisch dazu, entlang der nördlichen Grenze der Güida-Alpettas-Schuppenzone sind zwei über grosse Distanz verfolgbare Triaszüge (sog. «Grenztrias») ausgebildet. An mehreren Stellen ist ein normalstratigraphischer Übergang vom Quartenschieferniveau zu den darüber liegenden Bündnerschiefern sichtbar. Diese «Grenztrias» wird deshalb, in Anlehnung an JUNG (1963), als Basis der Grava-Decke aufgefasst. Nicht schlüssig ist die Situation am südlichen Rand der Güida-Alpettas-Schuppenzone und längs dem Nordrand der Aul-Decke. Ein von KUPFERSCHMID (1971) am Grat östlich der Alp Patnaul (Koord. 728.060/165.270 bis 728.220/165.000) aufgenommenes Detailprofil zeigt die folgenden Verhältnisse:

Südrand der Güida-Alpettas-Schuppenzone

3 m weisser Quarzit, beiger Dolomit und quartenschieferähnliche Phyllite (Trias)

Grava-Decke

ca. 100 m sandige Kalk- und Tonschiefer mit Quarz-Kalzit-Adern und einzelnen, dünnbankigen Marmoreinlagerungen (Bündnerschiefer)

6 m helle, kalkige Schiefer (Trias)

5 m grünlicher Quarzit (Trias)

14 m helle, kalkige Schiefer und Rauwacke (Trias)

17 m stark verfaltete, sandige Kalk- und Tonschiefer (Bündnerschiefer)

12 m weisse, kalkige Schiefer, verschuppt mit quartenschieferähnlichen Phylliten (Trias)

9 m quartenschieferähnliche Phyllite (Trias)

2 m weisse, kalkige Schiefer (Trias)

11 m sandige Kalk- und Tonschiefer mit Quarz-Kalzit-Adern (Bündnerschiefer)

Nordrand der Aul-Decke

6 m gelblich anwitternde, kalkige Schiefer (Trias)

3 m hellgrauer Marmor, an der Basis schneeweiss (Trias)

8 m quartenschieferähnliche Phyllite (Trias)

20 m Kalk- und Tonschiefer (Bündnerschiefer), verschuppt mit Mischgesteinen («Ophistromatite») sowie mit Linsen von prätriadischen Gneisen

12 m Ophiolithe

3 m quartenschieferähnliche Phyllite (Trias), z.T. mit prasinitischen Lagen

0,3 m weisser Marmor, leicht schiefrig (Trias)

5 m Kalkschiefer, in leicht schiefrigen Aul-Marmor übergehend

Hier sind die randlichen Triaszüge den angrenzenden Einheiten, d.h. einerseits der Güida-Alpettas-Schuppenzone und andererseits der Aul-Decke zugewiesen. Eine Interpretation als abgeschürfte basale Trias der Grava-Decke ist aber ebenfalls denkbar.

t_G Kieseliger Marmor, brekziöser Dolomit, grünliche Phyllite (Trias i. Allg.)

Die weissen, kieseligen Marmore gleichen denjenigen der Aul-Decke (s. S.30). Die Dolomite sind weisslich-gelb gefärbt. Sie zeigen eine starke tektonische Beanspruchung und besitzen einen ausgeprägt brekziösen Charakter. Beim kleinen Vorkommen nördlich der Fuorcla da Puozas (Koord. 727.230/162.380) handelt es sich um eine mittel- bis dunkelgraue, Hellglimmer und Kalzit führende Dolomitbrekzie mit teilweise stark deformierten Dolomitkomponenten in einer sandig-dolomitischen Matrix. Bei den grünlichen Phylliten dürfte es sich um Quarzschiefer-Äquivalente handeln, die lokal mit hellen Kalkschiefern vergesellschaftet sind.

t_{Gr} Rauwacke

Rauwacke ist meistens nur in kleineren Linsen und Quetschzonen ausgebildet. In den Bachrünsen westlich des Piz Tomül ist sie aber bis zu 12 m mächtig. Sie enthält oft Einschlüsse von Kristallin- und anderen Gesteinsbruchstücken und zeigt kontinuierliche Übergänge zu brekziösem Dolomit.

t_{Gq} Heller Quarzit

Helle Quarzite wurden innerhalb der Grava-Decke in einigen kleinen Aufschlüssen südlich der Alp Grava sowie westlich des Piz Tomül kartiert. Es handelt sich um helle Serizitquarzite.

l_G Rostbrauner sandiger Kalk bis kalkiger Sandstein, lokal mit Gryphäen («Liaskalk»)

Die sandig-kalkigen Serien der Schürfzone der Grava-Decke sind unter dem Begriff «Liaskalk» zusammengefasst und zeichnen sich durch ihre rostige Anwitterungsfarbe aus. Es handelt sich um eisenschüssige, sandige Kalke bis kalkige Sandsteine und kieselige Kalke. Einzelne Horizonte sind fossilführend (*Gryphaea arcuata*, NABHOLZ 1945, 1948b) und können somit als Sinémurien datiert werden. Der schönste Gryphäenfundpunkt findet sich auf Alp Grava (Koord. 735.380/166.400).

S_{Gb} Brekzie mit Dolomit- und Kalkkomponenten

An mehreren Stellen sind in der basalen Schürfzone Brekzienhorizonte zu beobachten. Vorwiegend findet man Dolomitm Brekzien. In einer dunkelgrauen, kalkigen, oft marmorisierten Grundmasse treten teils gerundete, teils eckige Komponenten von gelbem, grauem und z.T. braunem Dolomit auf. Seltener sind Kalkbrekzien mit dunklen Kalkkomponenten in kalkigem Bindemittel.

S_{Gt} Dunkle Kalk- bis Tonschiefer, ± sandig

Bei diesen schwarzen Schiefen handelt es sich um Kalk- bis Tonschiefer, vergleichbar mit den eigentlichen Bündnerschiefern dieser Decke (siehe unten). Lokal treten auch Phyllite auf.

S_{Gq} Graubrauner Albitquarzit, sandige bis quarzitische Schiefer

Die Quarzite in der basalen Schürfzone der Grava-Decke werden von NABHOLZ (1945) im Bereich der Alp Grava als Albitquarzite beschrieben, während er sie weiter im Süden, beim Lückli, aufgrund der Metamorphosezunahme gegen Süden, als Albitgneis bzw. Bündnerschiefergneis bezeichnet.

Die graubraun anwitternden, im frischen Bruch grau gefärbten Gneise führen Albit, Quarz und Muskovit als Hauptgemengteile. Je nach Kalkgehalt oder tektonischer Exposition des Gesteins sind Übergänge zu quarzitischen Schiefen zu beobachten.

O_G Ophiolithe i. Allg.

Bedeutendere Ophiolithzüge kommen in der Grava-Decke nur in der basalen Schürfzone vor. Die hier auftretenden Prasinite sind mit denen der Oberen Valser Schuppen identisch (s. S. 25 f.). Die überlagernde Bündnerschieferserie dagegen ist, mit Ausnahme kleinerer Vorkommen westlich des Tällihorns und des Bärenhorns, frei von Grünstenen.

Bündnerschiefer

S_L Kalkschiefer, schiefriger Marmor

Dieser früher als «Lugnezer Schiefer» bezeichnete Sedimentkörper bildet eine zwischen der Peidener Schuppenzone und der Güida-Alpettas-Schuppenzone gelegene Synform (PROBST 1980). Wie VOLL (1976) strukturgeologisch nachwei-

sen konnte, sind die «Lugnezer Schiefer» mit der Grava-Decke zu verbinden. Der Name «Lugnezer Schiefer» sollte deshalb nicht mehr verwendet werden.

Es handelt sich um eine auf der vorliegenden Karte nicht weiter gegliederte Abfolge von z.T. marmorisierten Kalkschiefern mit unterschiedlichem Sand- und Tongehalt. Über das Alter dieser Schieferserie herrscht Uneinigkeit. NABHOLZ (1945) unterteilt sie im Querschnitt des Valsers Rheins grob in einen basalen Kalkschieferkomplex, eine tonreiche Mittelzone und eine obere Serie mit reinem, oft sehr massigem Kalk. Er rechnet den basalen Komplex, in Analogie zur Grava- und Tomül-Decke, zum frühen und mittleren Lias und die Mittelzone sowie die obere Serie zum späten Lias und Dogger. Diese Alterseinstufung beruht auf der Annahme, dass die Gryphäenkalke der basalen Schürfzone (s. oben) die stratigraphische Basis der darüber liegenden Bündnerschieferserie darstellen. Eine vergleichbare Abfolge beschreibt STEINMANN (1994) aus dem ausserhalb des Kartiergebietes gelegenen Turischtobel. Er korreliert das tonreiche Intervall mit den Nolla-Tonschiefern der Tomül-Decke (s. unten), denen er aufgrund von Neodymium-Isotopenanalysen aber ein kretazisches Alter zuweist. Da südlich von Vrin die Bündnerschiefer mit dunklen Tonschiefern einsetzen, umfassen die hier anstehenden Schiefer (S_L) nach seiner Auffassung ebenfalls hauptsächlich Kreide. Der Kontakt zu den Gryphäenkalcken bzw. Trias ist gemäss diesem Autor tektonischer Natur.

S_G **Schwarze Tonschiefer, mit sandigen Kalkbänkchen**

Diese dunklen Tonschiefer bzw. «Kalkphyllite» sind gekennzeichnet durch schwarze, schwach serizitisierte Tonhäute, welche die zahlreichen eingelagerten, sandigen Kalkbänkchen und die häufigen, zum Teil gefalteten Quarz-Kalzitadern und -linsen umgeben.

NABHOLZ (1945) stellte die tonreichen Bündnerschiefer der Grava-Decke, wie erwähnt, zum späten Lias – frühesten Dogger. PANTIĆ & ISLER (1981) datierten die Grava-Decke beim Piz Radun (östlich des Kartenblattes Vals) aufgrund von palynologischen Untersuchungen ebenfalls als späten Lias bzw. Dogger, während STEINMANN (1994) aufgrund geochemischer Befunde ein Kreide-Alter favorisiert.

S_{Gk} **Graue Kalkschiefer, ± sandig, sandige Kalke, schiefriger Marmor**

In den Kalkphylliten eingelagert findet man marmorisierte, sandige Kalkschiefer bis schieferige Marmore, die zum Teil den Aul-Marmoren ähneln. Im nördlichen Teil der Grava-Decke treten diese Zwischenlagen nur gelegentlich auf, werden gegen Süden aber immer häufiger und mächtiger, während die Kalkphyllite stark zurücktreten. Im Profil des Lückli (Koord. 736.750/158.700) treten praktisch nur noch glimmerreiche Kalkschiefer auf, die von gelegentlichen Phyllitzwischenlagen unterbrochen werden und lagenweise zu sandigem Grus zerfallen.

TOMÜL-DECKE

Die Tomül-Decke umfasst die vollständigere Schichtreihe als die Grava-Decke, da sie neben Bündnerschiefern noch Flyschablagerungen enthält, die mit einem prägnanten Basiskonglomerat («Hauptkonglomerat») den Bündnerschiefern aufliegen. Zudem sind die Bündnerschiefer der Tomül-Decke besser gliederbar als diejenigen der Grava-Decke. Aufgrund der lithologischen Gemeinsamkeiten kann postuliert werden, dass die Grava-Decke die ursprünglich nördliche Fortsetzung der Tomül-Decke darstellt und von letzterer überschoben worden ist.

Basale Schürfzone, Ophiolithe

Die basale Schürfzone der Tomül-Decke ist im Prinzip gleich aufgebaut wie diejenige der Grava-Decke. Sie umfasst gemäss NABHOLZ (1945) Trias und durch Funde von *Gryphaea arcuata* belegten Lias. Bei der damit verbundenen Alterseinstufung der Bündnerschiefer der Grava- und Tomül-Decke wird immer von diesem gesicherten Lias-Alter und einer stratigraphisch zusammenhängenden Abfolge ausgegangen. Gemäss STEINMANN (1994) wurde aber nicht erkannt, dass sich diese Gryphäenkalke in Mélangezonen befinden und daher nicht in stratigraphischem Kontakt mit den darüber liegenden, mächtigen Bündnerschiefersteinen stehen. Der gleiche Autor stellt aber auch fest (S. 99), dass immer wieder einzelne lithologische Horizonte über mehrere Kilometer verfolgt werden können und häufig auch im vertikalen Aufbau eine gewisse Gesetzmässigkeit erkennbar ist. Dieser Sachverhalt wird durch die vorliegende Kartierung vollauf bestätigt und spricht klar gegen eine Mélangezone im Sinne von RAYMOND (1984).

**t_T Kieseliger Marmor, brekziöser Dolomit, Rauwacke, Phyllite
(Trias i. Allg.)**

Als «Trias i. Allg.» wurden einige geringmächtige Linsen und eingeschuppte Lamellen mit hellem Marmor, ± brekziösem Dolomit und stark ausgewalzter Rauwacke auskartiert. Bei den lokal ebenfalls vorhandenen weissen Phylliten handelt es sich wahrscheinlich um Quartenschiefer-Äquivalente.

t_q Heller Quarzit

Quarzit wurde nur am südlichen Blattrand sowie in einem kleinen Aufschluss westlich des Tomülpasses speziell ausgeschieden. Man findet dieses Gestein zwischen Bärenhorn und Piz Tomül noch an mehreren anderen Stellen. Die entsprechenden kleinen Linsen und dünnen Lamellen sind aber im Massstab 1:25 000 nicht auskartierbar.

I_T Rostbrauner sandiger Kalk bis kalkiger Sandstein, lokal mit Gryphäen («Liaskalk»)

Typischer Gryphäen führender «Liaskalk» ist unter anderem beim Tällihorn (Koord. 737.070/158.960) sowie in der Bärenlücke aufgeschlossen. Oft ist jedoch nur eisenschüssiger Sandkalk vorhanden. Die Gryphäenquerschnitte liegen als weisse, stark rekristallisierte Steinkerne vor. Daneben finden sich vereinzelt auch Belemniten und Crinoidenreste.

S_{Tb} Brekzie mit Dolomit- und Kalkkomponenten

Die an verschiedenen Stellen innerhalb der basalen Schürfzone der Tomül-Decke auftretenden Brekzien entsprechen lithologisch denjenigen der Grava-Decke. Diese Horizonte lassen sich vom Westgrat des Tällihorns um das Bärenhorn herum und entlang des Tomülgrats zum Tomülpass und weiter bis in den Westgrat des Piz Tomül verfolgen. Sie verlieren sich im Gebiet des Rinderpirglückli. Diese Brekzien sind im Süden am grössten und schönsten entwickelt.

S_{Tt} Dunkle Kalk- bis Tonschiefer, ± sandig

Schwarze, ± sandige Schiefer bilden in ungestörten Profilen stets das Liegende der Albitquarzite. Sie treten aber auch auf tieferem Niveau, zusammen mit den Brekzien und «Liaskalken», auf.

S_{Tq} Graubrauner Albitquarzit, sandige bis quarzitische Schiefer

Die Albitquarzite («Bündnerschiefergneise») der Tomül-Decke entsprechen denjenigen in den unterliegenden Decken und Schuppen. Sie bilden zwischen Tällihorn (im Süden) und Tomülpass einen bis zu 60 m mächtigen, nur wenig unterbrochenen Horizont an der Basis des mächtigen Grüngesteinszugs der Tomül-Decke (s. unten).

O_T Ophiolithe i. Allg.

Die wenigen, in der basalen Schürfzone enthaltenen Prasinitvorkommen sind meist nur über kürzere Distanzen miteinander korrelierbar und liegen häufig als lediglich geringmächtige Linsen vor.

Der sog. Tomül-Grüngesteinszug verläuft im Hangenden der basalen Schürfzone. Er ist bis zu 45 m mächtig und entlang der Linie Tällihorn (im Süden) – Bärenlücke – Tomülgrat – Piz Tomül – Tällihorn (im Norden) praktisch lückenlos aufgeschlossen. Bei der Bärenlücke ist der charakteristische Aufbau – oben und unten feinkörniger Prasinit, dazwischen massiger Gabbro bis Dolerit – gut sichtbar

(ROOTHAAN 1919, NABHOLZ 1945). Zuweilen sind auch einzelne, mehrere Meter mächtige Prasinitlagen zu beobachten, die durch dünne Sedimentlagen voneinander getrennt sind. Zudem treten im Dach dieses Grüngesteinszugs mit sandigem Kalk gefüllte Spalten auf. STEINMANN (1994) schliesst aus diesen Sachverhalten auf eine mehrphasige und effusive Bildung dieser Prasinite.

Für die Bärenhorn-Schiefer, die diesen Grüngesteinszug mit einem ursprünglich sedimentären Kontakt überlagern, wird von STEINMANN (1994) ein spätjurasisches-frühkretazisches Alter vermutet. Der Tomül-Grüngesteinszug dürfte deshalb Ende Jura oder anfangs Kreide entstanden sein. Das Alter der Bärenhorn-schiefer ist allerdings noch nicht völlig geklärt. Sie sind aber mit Sicherheit älter als Cénomani (s. unten).

Bündnerschiefer, Flysch

Die über der basalen Schürffzone liegenden Bündnerschiefer- und Flyschablagerungen der Tomül-Decke dürften Jura und hauptsächlich Kreide umfassen und reichen eventuell bis ins Eozän (NABHOLZ 1945, STREIFF et al. 1976, STEINMANN 1994). Von den palynologischen Bestimmungen scheint einzig das Cénomani-Alter der Nolla-Kalkschiefer wirklich gut belegt (vgl. STEINMANN 1994, S. 73).

S_B Bärenhorn-Schiefer **S_{Bk} Marmorisierter Kalk und Kalkschiefer**

Im Bereich des Piz Tomül-Tällihorns sowie des Bärenhorns wird der Tomül-Grüngesteinszug von marmorisierten Kalken und Kalkschiefern sowie stellenweise von kalkigen, quarzreichen Sandsteinen überlagert. Der ursprüngliche sedimentäre Kontakt ist stellenweise erhalten geblieben. Die Marmore haben wegen ihres Pigmentreichtums eine graublau Farbe. Die Mächtigkeit dieser basalen Serie beträgt bis zu 10 m und mehr.

Darüber folgen die vermutlich 300–400 m mächtigen Bärenhorn-Schiefer. Es handelt sich dabei um graubraune bis schwarze, sandig-tonige Kalkschiefer bis -phyllite, die eine deutlich gebankte Abfolge mit schiefrigen Zwischenlagen bilden. Im Hangenden gehen die Bärenhorn-Schiefer kontinuierlich in die Nolla-Tonschiefer über.

Nach NABHOLZ (1945) sind diese Schiefer in den späten Lias zu stellen. STREIFF et al. (1976) dagegen vermuten ein Mittel- bis Spätlias-Alter. PANTIĆ & ISLER (1981), die an der Westflanke des Brusshorns anstehende Bärenhorn-Schiefer palynologisch untersuchten, schlossen auf ein Dogger-Malm-Alter. Gemäss den isotopenchemischen Untersuchungen von STEINMANN (1994) sind diese Schiefer hingegen sicher jünger als Lias und dürften zwischen dem Späten Jura und der Frühen Kreide abgelagert worden sein.

S_{Nt} Nolla-Tonschiefer
S_{Nm} Marmorisierter Kalk

Über den Bärenhorn-Schiefern folgen die Nolla-Tonschiefer. Es sind schwarze, praktisch kalkfreie Tonschiefer mit einem hohen Gehalt an organischem Kohlenstoff und einer ausgeprägt ebenmässigen Schieferung. Darin eingelagert findet man gelegentlich grauschwarze, dichte turbiditische Quarzsandsteinlagen und -bänke, die in der Karte jedoch nicht speziell ausgeschieden wurden. BOUSQUET et al. (2002) erwähnen einen nicht näher bestimmbareren Radiolarienrest aus diesen Schichten. Die Untergrenze wird mit dem regelmässigen Auftreten von Tonschieferintervallen von mehr als einem Meter Mächtigkeit gezogen. Die Obergrenze zu den überlagernden Nolla-Kalkschiefern ist scharf und wird unterhalb der ersten Kalkbank angesetzt. Die Nolla-Tonschiefer erreichen eine Mächtigkeit von ca. 400 m.

Im Bereich zwischen Butzner Tälli und Schollenalp (am südlichen Blattrand) grenzen die Nolla-Tonschiefer mit marmorisierten Kalken (S_{Nm}) an die Bärenhorn-Schiefer.

Nach NABHOLZ (1945) könnte es sich bei den Nolla-Tonschiefern um späten Dogger handeln, während sie STREIFF et al. (1976) generell als Dogger(?) bezeichnen. Nach PANTIĆ & ISLER (1981) weisen die Palynomorphen einer nördlich des Turrabärg-Tobels entnommenen Probe auf ein spätes Dogger-Malm-Alter hin. STEINMANN (1994) dagegen folgert aufgrund des hohen Gehalts an organischem Kohlenstoff und der Resultate isotopengeochemischer Untersuchungen (Neodymium-Isotope), dass die Nolla-Tonschiefer ein anoxisches Ereignis in der mittleren Kreide repräsentieren.

Die Nolla-Tonschiefer bilden neben dem «Hauptkonglomerat» den wichtigsten Leithorizont der Tomül-Decke. Sie können vom Stätzerhorn bis in die Gegend von Mesocco durchverfolgt werden.

S_{Nk} Nolla-Kalkschiefer
S_{Sa} «Safierkalk»

Bei den Nolla-Kalkschiefern handelt es sich um graue, tonarme, grobschieferige bis grobbankige Kalkschiefer. Sie treten am Osthang des Safientals mit einer Mächtigkeit von 350–450 m auf. In der südöstlichen Blattecke bilden sie die Gipfelpartie des Schollenhorns.

Der «Safierkalk» ist ein hellgrauer, grobbankiger-massiger Kalk (Kalkturbidit), der ESE der Stutzalp (südöstliche Blattecke) und südlich bzw. westlich des Wisshorns und des Bodenhorns, im Hangenden der Nolla-Kalkschiefer aufgeschlossen ist. Seine Mächtigkeit beträgt ca. 10–20 m. Ein allerdings mehrfach verfaltetes Profil kann im Höllgraben bei ca. Koord. 742.220/163.250 besichtigt werden. STEINMANN (1994) interpretiert diesen Kalk als Basis der Carnusa-Schiefer.

NABHOLZ (1945) stellt die Nolla-Kalkschiefer und den «Safierkalk» in den späten Dogger und den Malm. STREIFF et al. (1976) vermuten dagegen ein Malm-Alter. Gemäss PANTIĆ & GANSSER (1977) sowie STEINMANN (1994) belegen die aus diesen Schiefen isolierten Palynomorphen eindeutig ein Kreide-Alter (Céno-manien).

S_{Ca} Carnusa-Schiefer

Die Carnusa-Schiefer kommen auf dem Kartenblatt Vals einzig östlich des Safientals vor. Es handelt sich um quarzreiche Schiefer mit wechselndem Kalkgehalt, stark verschieferte, feinkörnige Quarzite, Sandsteine, Sandkalke sowie dünne Lagen schwarzer Phyllite. Die kalkigen Bänke der Carnusa-Schiefer sind im Vergleich zu den Nolla-Kalkschiefern generell dicker (10–30 cm) und sandiger. Gradierete Schichten sind häufig. Die Mächtigkeit der Carnusa-Schiefer beträgt ca. 200–300 m (STREIFF et al. 1976). Für das vorliegende Kartenblatt wurde die Untergrenze im Hangenden des «Safierkalks» bzw. mit dem erstmaligen Auftreten geringmächtiger, brekziöser Horizonte gezogen.

Die Carnusa-Schiefer werden von STREIFF et al. (1976) als ?Kreide eingestuft. Da sie jünger als die céno-manen Nolla-Kalkschiefer sind, werden sie von STEINMANN (1994) der späten Kreide (Turonien?–?) zugewiesen.

f_T Flysch i. Allg.

Der Flysch der Tomül-Decke besteht aus sandig-tonigen Kalkschiefern mit relativ häufigen Einlagerungen von Brekzien und Sandsteinen und setzt mit einem basalen, groben, kalkigen Basiskonglomerat von 0–40 m Mächtigkeit ein. Er unterscheidet sich von den liegenden Bündnerschiefern durch eine unruhigere Sedimentation. Eine detaillierte Beschreibung findet sich in den Erläuterungen zum Atlasblatt Andeer (STREIFF et al. 1976). Der darin verwendete Begriff «Flysch der Adula-Decke» ist allerdings irreführend und sollte nicht weiter verwendet werden.

Als Alter dieses Flysches wird späte Kreide – frühes Eozän vermutet. Fossilien wurden bis anhin jedoch noch keine gefunden.

MITTELPENNINIKUM

AREUA-BRUSCHGHORN-ZONE

Mélange

t **Trias i. Allg.**
S **Dunkle Tonphyllite**

Es handelt sich um eine auf Blatt Vals mechanisch zu Linsen und Schuppen sehr uneinheitlicher Mächtigkeit ausgewalzte tektonische Einheit, die stratigraphisch höchst reliktsch und unzusammenhängend ist und verschiedene Glieder der Trias sowie Bündnerschiefer enthält. Dieses tektonische Mélange führt sowohl lithologische Komponenten aus der unterliegenden Tomül-Decke wie auch solche aus der überschobenen Gelbhorn-Decke (SCHREURS 1995).

Südlich des Hinterrheins zieht diese Zone entlang der Stirn der Tambo-Decke bis ins untere Vignonetal und besteht hier praktisch nur aus Areua-Kristallin («Burgruinengneis») und damit assoziiertem Karbon (MAYERAT DEMARNE 1994), das lokal brekziösen Anthrazit führt.

SCHAMSER DECKEN

Die Schamser Decken sind auf Blatt Vals nur noch rudimentär vertreten und zudem im Nahbereich der Areua-Bruschghorn-Zone stark verschuppt. Das diesbezügliche Gebiet ist von J. Neher bereits für das Atlasblatt Andeer kartiert worden. Die folgenden Beschreibungen wurden deshalb zum grössten Teil den Erläuterungen zu diesem Kartenblatt (STREIFF et al. 1976) entnommen. Für ergänzende Informationen sei auf RÜCK (1995) verwiesen.

Gurschus-Kalkberg-Decke

t **Rauwacke**

Die Gesteine der Gurschus-Kalkberg-Decke zeigen nirgends eine Verbindung mit der kristallinen Unterlage. Sie grenzen mit Bewegungsflächen an eine gelbbraune, feine bis grobe, stark durchbewegte Rauwacke. Diese führt stellenweise meist kleine (<5 cm) Gerölle, welche zur Hauptsache aus karbonatischem Material, selten aus Gneis bestehen. Es ist möglich, dass Teile dieser Rauwacke nicht zur Gurschus-Kalkberg-Decke gehören.

t₂₀ Grauer Dolomit

Es handelt sich um dunkle Dolomite, die am Südgrat des Wisshorns aufgeschlossen sind. Wenig östlich des Blattrandes ist diese Abfolge besser und vollständiger ausgebildet. Hier treten zusammen mit diesen Dolomiten feine Quarzite und Pyroklastika (s. unten) auf.

Sie enthalten lokal Kalkalgenknollen, kleine Brachiopoden, Crinoidenreste und auch Relikte von Fischen und Reptilien. Altersmässig dürften sie den gesamten Bereich des Anisien umfassen.

t_{3u} Heller Dolomit, an der Basis mit Tuff- und Tuffitlagen

Es handelt sich um vorwiegend hellgraue, meist weiss anwitternde, fein- bis grob gebankte Dolomite, an deren Basis gelegentlich bis 5 mm grosse, unbestimmbare Gastropoden zu beobachten sind. Die u. a. auf der Südseite des Wisshorns gefundenen, schlecht erhaltenen Diploporen weisen auf ein vermutlich frühladinisches Alter hin. Den oberen Abschluss dieser hellen Dolomitzone bildet eine Transgressionsfläche mit ausgeprägtem Erosionsrelief.

An der Basis der Dolomite wie auch in der ganzen übrigen mitteltriadischen Abfolge finden sich Tuff- und Tuffitlagen, die feinste Lamellen, aber auch bis zu 2 m mächtige Horizonte bilden (vgl. STREIFF et al. 1976). Sie bestehen hauptsächlich aus einem Gemenge von Serizit, Quarz sowie etwas Feldspat. Mächtigere Lagen treten als kryptokristalline Quarzite mit Übergängen zu Serizitschiefern in Erscheinung.

Bei diesen epimetamorphen Vulkaniten dürfte es sich um feine Aschentuffe handeln, die aus grösserer Entfernung ins vorliegende Gebiet gelangt sein dürften.

t_{3m} «Streifenserie»

Die «Streifenserie» besteht aus dunklem Kalkmarmor, der mit weissen Dolomitbändern wechsellagert. Diese Gesteinsserie bildet den mittleren Abschnitt der Gurschus-Kalkberg-Decke. Im Dolomit sind öfters kleine authigene Albite zu finden, die bis 5 mm gross sein können. Für die altersmässige Zuweisung zum mittleren Ladinien liegen keine direkten Hinweise vor. Diese folgt aus der Stellung im Schichtverband.

t_{3o} Bunte Dolomite, dunkler Kalkmarmor

Diese an den Westhängen des Wisshorns aufgeschlossene Einheit besteht hauptsächlich aus dunklen Kalkmarmoren, denen einige wenige, geringmächtige, hellgelb, orange und rot gefärbte Dolomitbänke eingelagert sind. Die Übergänge Dolomit/Kalk sind teils scharf, teils kontinuierlich oder auch schlierig. Die andernorts daraus isolierten Diploporenreste (*Diplopora annulata* var. *debilis* und *Diplopora annulata*) deuten auf spätes Ladinien.

Tschera-Decke

GO_s Feinkörnige Gneise

Diese stark geschieferten Gneislamellen und Linsen sind vorwiegend fein- bis mittelkörnig und ähneln dem Rofna-Kristallin der Suretta-Decke. Es handelt sich um von ihrer ursprünglichen Unterlage losgerissene Gneisspäne, die der Tschera-Decke zuzuordnen sind.

t_r Rauwacke

Dieses Gestein ist gleich ausgebildet wie die Rauwacke der Gelbhorn-Decke, die Komponenten sind aber fast ausnahmslos klein. Neben Kalk- und Dolomitbrocken kommen hauptsächlich Fetzen eines grünen Phyllits vor.

i_m Weisser Marmor, z.T. brekziös

Dieser Marmor bildet einige kleine tektonisierte Vorkommen in der Schuppenzone an der Basis der Gurschus-Kalkberg-Decke. Im Bruch ist der Marmor reinweiss, gelegentlich auch leicht bläulich und leicht gebändert. Zum Teil ist er leicht brekziös. Das Alter ist ?Malm. Fossilien wurden bis anhin keine gefunden.

c Graue, tonige Kalkschiefer; Kreide i. Allg.

Ein kleinerer Aufschluss dieser Gesteine findet sich bei Koord. 741.620/160.700 am Westgrat des Wisshorns. Die gelbgrau anwitternden, im Bruch grauen Kalkschiefer weisen dunkelgraue Tonhäute auf, sind dünnschichtig und zum Teil sandig. Altersmässig gehören sie vermutlich in die frühe Kreide («Néocomien»).

Gelbhorn-Decke

t_r Rauwacke

Die Rauwacke bildet südlich des Wisshorns und in der Westflanke des Bodenhorns kleinere, linsenförmige Aufschlüsse stark variierender Mächtigkeit. Das Gestein ist gelbbraun und löcherig und enthält tektonisch eingewalzte Komponenten. Die meisten dieser Komponenten stammen aus der Gelbhorn-Decke.

t₅ Heller Dolomit

Über der Rauwacke folgt ein heller, gut gebankter Dolomit, der orange- bis staubgelb anwittert und von einem Netzwerk von Quarzadern durchsetzt ist.

Dieser Dolomit begleitet die Rauwacke rund um die Splügener Kalkberge. Fossilien wurden bislang keine gefunden. Sein Alter ist höchst wahrscheinlich Norien.

I Kalke, «Lias» i. Allg.

Es handelt sich um reine, blaugraue Kalke, die meist gut gebankt sind. In ihrem oberen Teil können sich Kieselschnüre einstellen, die hell herauswittern. Diese Kalke treten morphologisch häufig als Härtling in Erscheinung. Sie sind lokal sehr fossilreich und lieferten zahlreiche Ammoniten des Pliensbachien und Domérien.

i_s Tonschiefer

Diese Tonschiefer sind dunkelgrau bis fast schwarz gefärbt, sehr dünnschichtig und können lokal geringmächtige Sandstein-, Brekzien- und Sandkalklagen enthalten. Es handelt sich um inkompetente, oft schlecht aufgeschlossene, bündlerschieferartige Schichten. In einigen Profilen im Westschams lässt sich ein Übergang aus den Liaskalken über Liaskalkschiefer in diese Tonschiefer beobachten. Daraus wird auf ein Dogger-Alter dieser Schichten geschlossen.

i_T Vizan-Brekzie («Taspinit-Brekzie»)

Eine detaillierte Beschreibung dieser Brekzie und ihres Ablagerungsmilieus findet sich in RÜCK (1995). Diese Brekzie enthält zum Teil Kristallinkomponenten, die mit dem Gneis von Taspagn (= «Taspinit») identisch sind. Die Brekzienserie wurde deshalb von HEIM (1891) «Taspinit-Brekzie» genannt. Die ebenfalls verwendete Bezeichnung Vizan-Brekzie (nach dem Piz Vizan, westlich von Andeer) ist ein Synonym. Das Bindemittel ist teils kalkig, teils sandig. Da die Brekzie auf ganz verschiedene Gesteine transgredierte, weist sie eine äusserst heterogene Zusammensetzung auf. Die andernorts zu beobachtenden bedeutenden Schichtlücken zeugen von ausgeprägten Blockbewegungen, mit nachfolgender starker Erosion.

Die Brekzienschüttung dürfte im vorliegenden Gebiet hauptsächlich im Dogger stattgefunden haben. Bis heute sind in der Vizan-Brekzie aber noch nirgends eindeutig postliasische Komponenten nachgewiesen worden. Am Piz Vizan ist aber eine fazielle Verfälschung mit Plattensandsteinen des «Gault» (Albien-Aptien) zu beobachten. Dies bedeutet, dass die jüngsten Anteile der Vizan-Brekzie hier erst in der späten Frühkreide geschüttet worden sind (RÜCK 1995).

QUARTÄR

Pleistozän

q_s Deltaschotter von Surin

Am Ausgang des Val Serenastga, ca. 500 m südwestlich von Surin, beschreibt FEHR (1956) moränenbedeckte, ca. 20° talwärts geneigte Kies- und Sandbänke, die er als interglaziale Flussablagerungen interpretiert (Fig. 5).

Nabholz (mündl. Mitt.) deutet diese Ablagerungen als See- bzw. Deltasedimente. Es ist denkbar, dass der Valser Gletscher bei seinem Vorrücken ins vordere Lugnez diesen See eingestaut hat, während die kleinen Gletscher des Piz Aul und des Schwarzhorns nicht mehr bis ins Haupttal reichten. Es bleibt aber ungeklärt, ob es sich um interglaziale oder lediglich interstadiale Schotter handelt.

q_{4m} Moräne des letzteiszeitlichen Maximums und des Spätglazials

Beim Gletscherrückzug am Ende der letzten Eiszeit («Würm»), der vor rund 20 000 Jahren einsetzte, wurde die inneralpine Eiskappe wieder in einzelne Lokalgletscher aufgegliedert. Die vorhandenen Erratiker repräsentieren nur das lokale Gesteinsspektrum. Da ihnen nur selten Leitwert zukommt und eine Unterscheidung zwischen Erratiker und grossem Sturzblock häufig nicht möglich ist, wurden sie nicht auskartiert. Nicht unerwähnt bleiben sollen jedoch die seinerzeit von BUXTORF & WILHELM (1922) beim Turrahus im Safiental beobachteten erraticen Blöcke von Glimmerschiefer, grünlichem Gneis und Hornblendegneis. Dieses Adula-Kristallin belegt, dass der Valser Gletscher zeitweise ins Safiental übergeflossen ist. Die erwähnten Blöcke konnten aber nicht mehr aufgefunden werden.

Im hinteren Lugnez, westlich von Vals, auf der linken Talseite des Peiler Tals sowie in der Westflanke des Safientals sind grössere Bereiche der Moränenbedeckung als verrutscht oder versackt kartiert. Wo begrenzende Abrissränder fehlen, wurde die Grenze allein aufgrund der unterschiedlichen Morphologie gezogen.

Bei der verrutschten Moräne handelt es sich grundsätzlich um durch Wasser induzierte Kriechbewegungen des Hanges, wobei sich wahrscheinlich nur die Moränenendecke bewegt, nicht aber der Felsuntergrund. Bei der versackten Moräne ist auch der Felsuntergrund in die Hangbewegung miteinbezogen, wobei sich die einzelnen Pakete unterschiedlich schnell bewegen können.

q_{5m} Lokalmoräne (? Egesen-Stadium)

Auf den Luftfotos lassen sich auf den nordexponierten Hängen sowie auch südlich des Frunthorns innerhalb der moränenbedeckten Gebiete Bereiche ab-



Fig. 5: Die Deltaschotter von Surin.

grenzen, die sich durch einen frischeren Habitus und \pm markante Moränenwälle auszeichnen. Sie liegen meist im Vorfeld von Karmulden, die während des Gletscherhochstandes von 1850 (Kleine Eiszeit) noch vergletschert gewesen sind (vgl. Dufourkarte). Sie dürften daher am ehesten das sog. Egesen-Stadium (ca. 11 000–10 000 Jahre BP) repräsentieren (vgl. MAISCH 1992, Fig. 22). Es liegen aber keine absoluten Datierungen vor. Gebiete und Wälle zweifelhafter Zugehörigkeit wurden der Moräne des letzteiszeitlichen Maximums zugewiesen.

Moränenwall

Die aus Bündnerschiefermaterial bestehenden Moränenwälle sind schon nach kürzerer Zeit relativ stark verwittert und abgeschwemmt. Besonders bei

Rippen im Bereich von Bachgabelungen ist es daher häufig schwierig, zwischen fluviatilen Erosionsformen und glazial gebildeten Wällen bzw. Wallresten zu unterscheiden.

Holozän

q_{rm} Subrezente bis rezente Moräne

Grössere Vorkommen von subrezenter und rezenter Moräne sind am Fusse der Nordflanke des Wisshorns, am Piz Aul und am Frunthorn auskartiert worden. Weitere kleinere, heute praktisch verschwundene Gletscher fanden sich in den Karen nördlich des Faltschon- und Schwarzorns. Meistens sind die jüngsten Moränenablagerungen aber durch die Schmelzwässer weitgehend zerspült worden und lassen sich nicht mehr mit Sicherheit gegen die Moränen der letzten Eiszeit abgrenzen. Die Kare am Crap Grisch und im hintersten Safiental waren um 1880 bereits praktisch vollständig ausgeapert.

Das Peiler Tal stellt ein hängendes U-Tal dar, das mit dem ebenfalls trogförmig ausgestalteten Valser Tal durch eine vermutlich erst späteiszeitlich eingetieft Schlucht verbunden ist. Beim Guraletschsee, dem Ampervreilsee, dem Selvasee und dem Gletschersee handelt es sich um Karseen.

Blockgletscher

Nördlich des Piz Conteschas und des Frunthorns sowie südlich des auf dem Verbindungsgrat dieser beiden Gipfel liegenden Pkt. 2958 m sind im Hangschutt schöne Blockgirlanden ausgebildet. Darunter wird Toteis vermutet. Weitere Blockgletscher finden sich beim Piz Tomül, beim Guraletschhorn und östlich des Piz Serenastga.

An mehreren Stellen sind auch Kriechböden zu beobachten, so nördlich des Bären- und des Schollenhorns sowie nördlich des Piz Tomül.

Sackungsmasse Rutschmasse

Rutschungen und Sackungen wurden, soweit sie die Moränenbedeckung betreffen, bereits im Kapitel «Moräne» besprochen.

Geradezu klassisch ist die Situation an der Westflanke des hinteren Safientales: Die hier mit 12–20° einfallenden Bündnerschiefer- und Grünschieferpakete werden durch die Rabiusa ihres Fusses beraubt und sacken längs den Schieferungsflächen ab. Im Gebiet Camana-Camaner Wald betrug die mittlere Bewegungsrate zwischen 1944 und 1997 ca. 1–2 cm pro Jahr (BOLLINGER 1998).

Die Sackungsmasse im Val er Wald südlich von Val  verkörpert eine Mischung aus stark zerrütteter Moräne und Blockschutt. Möglicherweise haben hier die ursprünglich aus dem Peiler Tal und der Gegend des heutigen Zervreilasees nach Vals vorgestossenen Gletscherzungen eine blockige Seiten- bzw. Mittelmoräne abgelagert, die nach dem Eisrückzug an der steilen Flanke instabil geworden ist.

Fels- bzw. Bergsturza blagerung

Die flächenmässig grössten Bergstürze des Gebiets gingen von den Bergflanken westlich und östlich von Vals-Platz nieder. Der östlich des Dorfes gelegene Bergsturz Hora-Riefawald besitzt gemäss NABHOLZ (1985) ein pr ahistorisches Alter.

Abrissrand, Spalte, Nackent alchen

Anrisse, Spalten und Nackent alchen sind im Bereich der vielen Sackungen und Rutschungen sehr zahlreich. Markante Abrissr ander und Spalten finden sich vor allem im Bereich der grossen Rutschungen und Sackungen westlich des Saientals. Ein besonders schön ausgebildetes Nackent alchen mit zwei kleinen Seen ist am Grat nordöstlich des Crap Grisch ausgebildet.

Blocksturza blagerung, Anhäufung von Sturzbl ocken

Die Hangschuttkegel weisen in ihrem unteren Bereich oft mehr oder weniger zahlreiche Sturzbl ocke auf, die lokal auch eigentliche Blockfelder bilden. Naturgemäss sind vor allem widerstandsfähigere Gesteine (Gneise, Marmore, Kalke) blockbildend, während die schiefrigen rasch aufspalten und zu Hangschutt zerfallen.

Hang- und Verwitterungsschutt, z.T. blockig; Hangschuttkegel

Der Hangschutt nimmt im vorliegenden Kartierungsgebiet, gesamthaft gesehen, eine beträchtliche Fläche ein. An einzelnen Stellen wurde, in Analogie zu entsprechenden komplett überwachsenen Moränenvorkommen, auch komplett  uberwachener Hangschutt mit der Hangschuttsignatur auskartiert. Anstelle des gewohnten Bildes einer «kiesigen» Halde ist hier jedoch im Gelände eine Wiese mit entsprechender Hangschutt-Morphologie vorhanden.

Bachschuttkegel

Bachschuttkegel wurden dort eingetragen, wo im rückwärtigen Bereich ein Tobel oder eine Runse mit temporärer oder permanenter Wasserführung vorhanden ist. Es handelt sich durchwegs um kleinere Kegel.



Fig. 6: Das geschützte Flachmoor «Riedboda» (ca. Koord. 736.2/163.7).

Schöne Beispiele bilden die aus dem Höchegga und dem Piggenmadtobel geschütteten Kegel, die die Rabiusa südlich des Ausgleichbeckens nach Westen abgedrängt haben oder die Bachschuttkegel von Camp und Zarnais.

Erosionsrand, Terrassenkante

Markante Erosions- bzw. Terrassenkanten sind an verschiedenen Stellen ausgebildet. So z.B. nördlich von Thalkirch, wo sich die Rabiusa ihr Bett durch die stetig nachsackenden Moränenmassen bahnt oder entlang des Glenner (Glogn), wo die Uferpartien vielerorts ständiger Erosion unterworfen sind.

Kalktuff

Insgesamt sind auf dem Kartenblatt Vals drei kleinere Kalktuffvorkommen vermerkt, nämlich zwei nahe beieinanderliegende Vorkommen östlich von Camp und ein weiteres Vorkommen im hinteren Teil des Safientals, ca. 1 km südlich des Ausgleichbeckens.

Sumpf, Ried, Moor

Die schlechtdurchlässige Moränendecke trägt an mehreren Stellen kleine versumpfte Mulden. Ein typisches Beispiel ist ca. 1 km südwestlich des Piz Aul, bei Pkt. 2328 m, zu besichtigen. Ein weiteres findet sich auf dem Tomülpass. Der «Riedboda» westlich des Tomülpasses ist, wie auch mehrere kleine Riedflächen im hintersten Safiental (bei ca. Koord. 740.880/162.353), ins Bundesinventar der Flachmoore aufgenommen worden (Fig. 6). Bei «Ufem Sand» (ca. Koord. 731.720/162.200) existieren einige kleine Hochmoore, die ebenfalls im Bundesinventar vermerkt sind.

q_a Alluvion

Rezente Alluvionen sind auf dem Kartenblatt Vals nur in relativ bescheidenem Ausmass vorhanden, da der seitliche Materialeintrag von den Talflanken zu gross ist, um grössere Alluvialebenen entstehen zu lassen.

Der Talboden von Vals bzw. die darunter liegende Trogfüllung ist durch verschiedene Sondierbohrungen für die Valser Mineralquellen AG und mit refraktionsseismischen Kampagnen erkundet worden (NABHOLZ 1985, HARTMANN 1998). Auf Höhe des Kurhotels erreicht die Talfüllung eine Mächtigkeit von über 100 m. Neben fluviatilen Ablagerungen (Kies, Sand) sind aber auch Stillwasserablagerungen, Hangschutt und Moräne daran beteiligt.

Weitere Alluvialebenen bildeten sich im hinteren Safiental und im Peiler Tal sowie im Riedboda. Letzterer ist heute von einem Flachmoor bedeckt.

Künstliche Ablagerung, Deponie, Aufschüttung

Künstliche Aufschüttungen entstanden in Zusammenhang mit dem Bau der Staumauer und der Stollen der Wasserkraftanlage Zervreila und beim Bau der Lawinenverbauungen oberhalb der Leisalp.

Deponiematerial des Kraftwerkbaus findet sich im Bereich der Staumauer, bei der Lokalität «Kippe» ca. 3 km südwestlich von Vals, im Peiler Tal sowie im Safiental (ehemalige Stollenfenster).

Das Schüttmaterial für die Lawinendämme auf der Leisalp wurde aus Hangschutt am Fusse des Piz Serenastga gewonnen.

TEKTONIK

Einführung

Die Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte des vorliegenden Gebietes ist mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden. Dies hängt u.a. mit folgenden Sachverhalten zusammen:

- Fossilfunde, die eine eindeutige Alterszuweisung erlauben, sind sehr spärlich.
- Es gibt nur sehr wenige absolute Altersbestimmungen. Genaue Angaben betreffend des Bildungsalters sind meist nicht möglich.
- Die Zuweisung zu den einzelnen tektonischen Einheiten erfolgt häufig anhand der Triaszüge. Dabei ist aber z.T. unklar, ob die Trias zur liegenden oder zur hangenden Einheit gehört.
- Oben/unten-Kriterien sind nur bedingt aussagekräftig, da die Serien stark isoklinal verfaltet sind.
- Die altersmässige Einstufung einzelner Lithologien, z.B. der hellen Marmore, spielt bei der Rekonstruktion eine wichtige Rolle. Werden diese beispielsweise in die Trias gestellt, so ergibt sich ein völlig anderes Bild als bei einer Zuteilung zum Malm.
- Die beobachteten Strukturen und Faltungsphasen besitzen zum Teil nur lokale Gültigkeit. Deformationsphasen und -ereignisse sollten deshalb nur anhand grossräumiger Zusammenhänge definiert werden.
- Plastische und spröde Deformationen überlagern sich.

Die Ansprache der einzelnen tektonischen Einheiten hat im vorliegenden wie auch im südlich daran anschliessenden Gebiet (Bl. Hinterrhein) verschiedentlich geändert. Die Tabelle 3 gibt einen Überblick über die wichtigsten Namen bzw. Korrelationen. Besonders erwähnenswert ist der mit diesen Erläuterungen neu eingeführte Name «Güida-Alpettas-Schuppenzone». Er soll zum Ausdruck bringen, dass die «Nördliche» und die «Südliche Schuppenzone» von KUPFERSCHMID (1977), die sich gegen Südwesten in die Güida- bzw. die Alpettas-Schuppenzone von UHR (unpubl.) fortsetzen, ein und derselben tektonischen Einheit angehören. Die von A. Uhr aufgenommenen Profile sind z.T. fossilführend (Ammoniten, Crinoiden, Muscheln, Brachiopoden, Belemniten u.a.) und eignen sie daher gut als namengebende «Typusprofile». Sie sollen im Rahmen der Erläuterungen zum Atlasblatt Greina (in Bearbeitung) publiziert werden.

Die Profile 1 und 2 (Tafel I) wurden mit einer konstanten Projektionsrichtung von $62,5^\circ/10^\circ$ (Azimut/Neigung) konstruiert. Für das Profil 3 wurde im Norden ein Einfallen von 15° angenommen. Im Süden dieses Profils wurde die Tiefenlage der Schichten anhand des Profils 4 fixiert, das die im Wasserleitungsstollen Peil-Wanna beobachteten Verhältnisse wiedergibt. Die Lithologie ist lediglich schematisch dargestellt. Ziel der Profildarstellungen ist es, die generellen Zusammenhänge aufzuzeigen.

Tektonische Einheiten

Gotthard-«Massiv» und autochthone Trias

Das Gotthard-«Massiv» nimmt die nordwestliche Blattecke bei Vrin ein und stellt das nördlichste tektonische Element des vorliegenden Kartiergebietes dar. Es ist auf das nördlich daran angrenzende Aar-Massiv aufgeschoben und sollte eigentlich als «allochthones Massiv» oder gar als Gotthard-Decke bezeichnet werden.

Die kristallinen Gneise werden von der sog. Greina-Lumbrein-Trias mit stratigraphischem Kontakt überlagert. Letztere bildet den ältesten Teil der ursprünglichen, autochthonen Bedeckung des «Massivs».

Scopi-Zone

Die Scopi-Zone wird gemäss FREY (1967) als paraautochthones «gotthardmassivisches Mesozoikum» aufgefasst. Lange umstritten war die Frage, ob dieses Mesozoikum in der Lumnezia aufrecht oder invers gelagert ist. Nach NABHOLZ (1948a) und NABHOLZ & VOLL (1963) trifft ersteres zu. Gemäss BAUMER et al. (1961), ETTER (1987) und den Autoren der vorliegenden Erläuterungen liegt jedoch eindeutig eine verkehrte liegende Serie vor. In Übereinstimmung mit der verkehrten Lagerung ist der Kontakt zwischen der Greina-Lumbrein-Trias und der Scopi-Zone auf der Karte als Überschiebung eingetragen.

Peidener Schuppenzone

Die Peidener Schuppenzone mit ihren typisch ultrahelvetischen Sedimenten liegt zwischen der Scopi-Zone und den dem Unterpenninikum zugewiesenen «Lugnezener Schiefern» der Grava-Decke. Sie lässt sich von Versam im Osten bis ins Val di Campo im Westen verfolgen. In Anlehnung an JUNG (1963) und ETTER (1987) wird die Peidener Schuppenzone im vorliegenden Gebiet in eine südliche Pianca-Zone und eine nördliche Forca-Zone unterteilt. Diese Schuppen bilden nach ETTER (1987) isoklinale Synformen, derer Südschenkel gegen Osten ausdünnen.

Tabelle 3: *Korrelation der tektonischen Einheiten nördlich und südlich des Hinterrheins*

Einheiten nördlich des Hinterrheins			Einheiten südlich des Hinterrheins	
Erläuterungen Vals	Steinmann (1994)	Nabholz (1945)	Gansser (1937)	
Schamser Decken				
Areua- Bruschghorn- Zone (Mélange)	Areua- Bruschghorn- Mélange	Burgruinen- und Bruschghorn- Zone	Areuzone und Burgruinengneis	
Tambo-Decke				
Tomül-Decke (inkl. basaler Schürfzone)	Tomül-Decke	Tomüllappen	Obere Uccello-Zone	
	Tomül-Mélange	Basale Schuppenzone		
Grava-Decke (inkl. Lugnezer Schiefer und basaler Schürfzone)	Grava-Decke	Gravaserie	keilt nördlich des Hinter- rheins aus	Gadriolzug
	Grava-Mélange	Basale Schuppenzone		
Aul-Decke	Aul- Schuppenzone	Aullappen	Untere Uccello-Zone	
Obere Valser Schuppen	Oberes Valser- Mélange	Obere Valser Schuppen	keilen nördlich des Hinter- rheins aus	
Untere Valser Schuppen	Unteres Valser Mélange	Untere Valser Schuppen	Zone der Adula-Trias	
Adula-Decke				
Zone Piz Terri - Lunschania (Güida-Alpettas- Schuppenzone sowie Terri- Gipfel- und Darlun-Zone)	Zone Piz Terri - Lunschania (Nördl. und Südl. Schuppenzone sowie Terri- Gipfel- und Darlun-Zone)	Zone von Lunschania und des Piz Terri		
Soja-Decke				

Zone Piz Terri-Lunschania

Die Gesteine der Zone Piz Terri-Lunschania wurden im nordpenninischen Sedimentationsraum abgelagert und dürften die mesozoische Sedimentbedeckung des Soja-Verrucano darstellen. Diese Zone umfasst die folgenden Untereinheiten:

- die Güida-Alpettas-Schuppenzone
- die Terri-Gipfel-Zone und
- die Darlun-Zone.

Die Güida-Alpettas-Schuppenzone setzt sich aus der «Nördlichen und der Südlichen Schuppenzone» sensu KUPFERSCHMID (1977) zusammen. Diese beiden Schuppenzonen sind lithologisch weitgehend identisch und standen ursprünglich über die Terri-Gipfel-Zone hinweg miteinander in Verbindung.

Die Terri-Gipfel-Zone bildet den Kern der sog. Lunschania-Antiform (PROBST 1980). Über eine südlich angrenzende Synform, die sog. Alpettas-Synform, lässt sie sich mit der lithologisch ähnlich aufgebauten Darlun-Zone verbinden (PROBST 1980; UHR unpubl.). Letztere besteht aus einem nördlichen Teil, der eine Antiklinalstruktur darstellt und einem südlichen, intensiv zerschuppten Teil (vgl. auch Fig. 1). Die Darlun-Zone und die Terri-Gipfel-Zone grenzen ausserhalb des Blattes Vals längs einer von Trias begleiteten Überschiebungsfäche direkt aneinander.

Der südliche, verschuppte Teil der Darlun-Zone grenzt an die Unteren Valser Schuppen und an Adula-Kristallin. Möglicherweise repräsentiert diese Schuppenzone Reste der ursprünglichen Sedimentbedeckung des Simano-Kristallins.

Adula-Decke

Auf dem Gebiet des Kartenblattes Vals ist der frontale Teil der Adula-Decke aufgeschlossen. Diese Decke kann dem Unterpenninikum bzw. dem Subpenninikum sensu MILNES (1974) zugeordnet werden. Sie liegt zwischen der Simano-Decke im Liegenden und den penninischen Bündnerschiefern der Misoxer Zone und der Tambo-Decke im Hangenden (vgl. Tektonisches Nebenkärtchen). Ihre Oberfläche taucht mit ca. 5–30° gegen NE ab. Das Peiler Tal markiert die Linie, bis zu welcher die das Adula-Kristallin überlagernden Bündnerschiefer erosiv entfernt worden sind.

JENNY et al. (1923) gliederten das vorliegende Kristallin der Adula-Decke in einen Zervreiler Lappen (im Liegenden) und einen Fanella-Lappen (im Hangenden). Die Unteren Valser Schuppen, die hauptsächlich kristalline Gneise umfassen, rechneten sie, wie auch NABHOLZ (1945) und VAN DER PLAS (1959), zur Adula-Decke. LÖW (1987) dagegen kommt aufgrund seiner Untersuchungsergebnisse in der nördlichen Adula-Decke zum Schluss, dass wegen der äusserst komplexen, mehrphasigen Verformungsgeschichte eine geometrisch einfache Abgrenzung von

Teillappen, wie sie von den vorgenannten Autoren durchgeführt worden ist, nicht möglich sei. Auf der vorliegenden Karte wurde auf die Unterteilung in Zervreiler und Fanella-Lappen ebenfalls verzichtet. Die markanteste Einschuppung von «internem Mesozoikum» wurde aber durch das Einzeichnen einer Überschiebungsfäche im Hangenden der Sedimente hervorgehoben. Die Unteren Valser Schuppen werden im Sinne eines Übergangselements und gemäss NABHOLZ (1945) als separate tektonische Einheit beibehalten.

Untere und Obere Valser Schuppen

Die Bündnerschiefer, die die Oberen Valser Schuppen aufbauen, bedeckten gemäss NABHOLZ (1945) ursprünglich das Kristallin und die Trias der Unteren Valser Schuppen. Sie lassen sich auf dem Kartenblatt Vals vom Fusse des Valserhorns entlang der rechten Talseite des Peiler Tals nach Camp und weiter bis zum Schwarzhorn hin verfolgen. Die obere, nördliche Grenze wurde entgegen früherer Gepflogenheiten längs des südlichen Randes des Aul-Marmors gezogen. Die nördlich des Schwarzhorns und des Faltschonhorns anstehenden, stark verfalteten Phyllite, Prasinite und Marmore gehören somit nicht mehr zur Aul-Decke sondern zu den Oberen Valser Schuppen. Die tektonische Untergrenze der Oberen Valser Schuppen fällt mit dem Kontakt zwischen Bündnerschiefern (oben) und Kristallin der Unteren Valserschuppen (unten) zusammen und ist häufig von Trias begleitet.

Die vom Walliboda über Camp und Stafelti durch die Leiser Heubärga bis ans Schwarzhorn verfolgbare Lamelle mit Riesenaugengneis bildet die prägnanteste Schuppengrenze innerhalb der Oberen Valser Schuppen.

Umstritten bleibt die stratigraphische Zuordnung der weissen Marmore westlich des Faltschonhorns (Felsbänder bei Koord. 728.280/163.820 und 728.240/164.220). Diese ordnete KUPFERSCHMID (1977, S.27) der Trias zu. Auf der vorliegenden Karte werden sie indes als jurassische Marmore (S_{vk}) interpretiert und mit den Marmorbänken, die nördlich des Ritzi durchstreichen, korreliert.

Die Unteren Valser Schuppen keilen auf der Karte ca. 1 km westlich der Fuorcla da Puozas aus. Gemäss EGLI (1966) setzen sie sich jedoch noch weiter nach Westen fort.

Aul-Decke

Über den Oberen Valser Schuppen folgen, praktisch parallel zu diesen gelagert, die Gesteine der Aul-Decke. Die Untergrenze dieser Decke ist im Peiler Tal durch einen Dolomitzug oder einen markanten Ophiolithzug markiert, die beide gegen Norden auskeilen. Zwischen dem Hora und dem Traitobel ist die Grenzziehung zum Teil etwas willkürlich. Ab dem Heidbodawald wurde die Grenze - in Anlehnung an NABHOLZ (1967) und die Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000 (BWG, Ausgabe 2005) - an die Basis des Aul-Marmors gelegt. Sie verläuft bis zur

Fuorcla da Patnaul im Hangschutt und dann weiter über Pkt. 2406 m und Pkt. 2569 m zur Preit Alva westlich des Schwarzorns. Der von KUPFERSCHMID (1977) ausgeschiedene «Untere Aul-Lappen» ist auf der vorliegenden Karte den Oberen Valser Schuppen zugeteilt worden.

Die Grenze zur überlagernden Grava-Decke ist im Bereich zwischen Piz Serenastga und Alp Patnaul stark verschuppt und über weite Strecken von Trias begleitet.

Grava-Decke (inkl. «Lugnezer Schiefer»)

NABHOLZ (1945) brachte die «Lugnezer Schiefer» (S_L) noch mit der Simano-Decke in Verbindung und schied die Grava-Decke bzw. «Grava-Serie» als eigenständiges tektonisches Element aus. Wie die strukturgeologischen Untersuchungen von VOLL (1976), PROBST (1980) und STEINMANN (1994) jedoch ergaben, gehören die «Lugnezer Schiefer» mit zur Grava-Decke. Der direkte Zusammenhang dieser beiden Einheiten ist auf Blatt Ilanz (in Vorb.) auskartiert worden.

Östlich des Valser Rheins – Peiler Bachs ist die Basis der Grava-Decke und der Tomül-Decke als basale Schürfzone ausgebildet. STEINMANN (1994) interpretiert diese basale Zonen als tektonische Mélanges («Grava-Mélange» und «Tomül-Mélange») und meint, dass die darin gefundenen Gryphäen (Sinémurien) deshalb für die Alterseinstufung der Bündnerschiefer wertlos seien. Gleichzeitig stellt er aber fest (S. 99), dass immer wieder einzelne lithologische Horizonte über mehrere Kilometer verfolgt werden können und häufig auch im vertikalen Aufbau eine gewisse Gesetzmässigkeit erkennbar ist. Diese Aussage wird durch die vorliegende Kartierung bestätigt. Die Interpretation als Mélangezonen ist deshalb anzuzweifeln.

Die basalen Schürfzonen sind nur in Bereichen mit besseren Aufschlussverhältnissen, z.B. entlang von Gräten, eindeutig abgrenzbar. Deshalb wurden sie auf der Karte nicht von der übrigen Decke abgegrenzt.

Tomül-Decke

Die Tomül-Decke liegt mit tektonischem Kontakt auf der Grava-Decke. Dieser tektonische Kontakt gibt sich bei guten Aufschlussverhältnissen als basale Schürfzone zu erkennen. Sie repräsentiert jedoch, wie erwähnt, kein echtes Mélange. Der zwischen basaler Schürfzone und den eigentlichen Bündnerschiefern eingeschaltete Tomül-Grüngesteinszug ist im vorliegenden Gebiet rund 10 km weit verfolgbar und scheint nur wenig verfaltet zu sein.

Die Tomül-Decke und die Grava-Decke besitzen grosse lithologische Ähnlichkeiten. Die Tomül-Decke wird denn auch als ursprünglich südliche Fortsetzung der Grava-Decke angesehen. Sie umfasst aber neben Bündnerschiefern auch noch sog. «Flysch». Ihre Schiefer fallen mit ca. 15–20° gegen Osten ein.

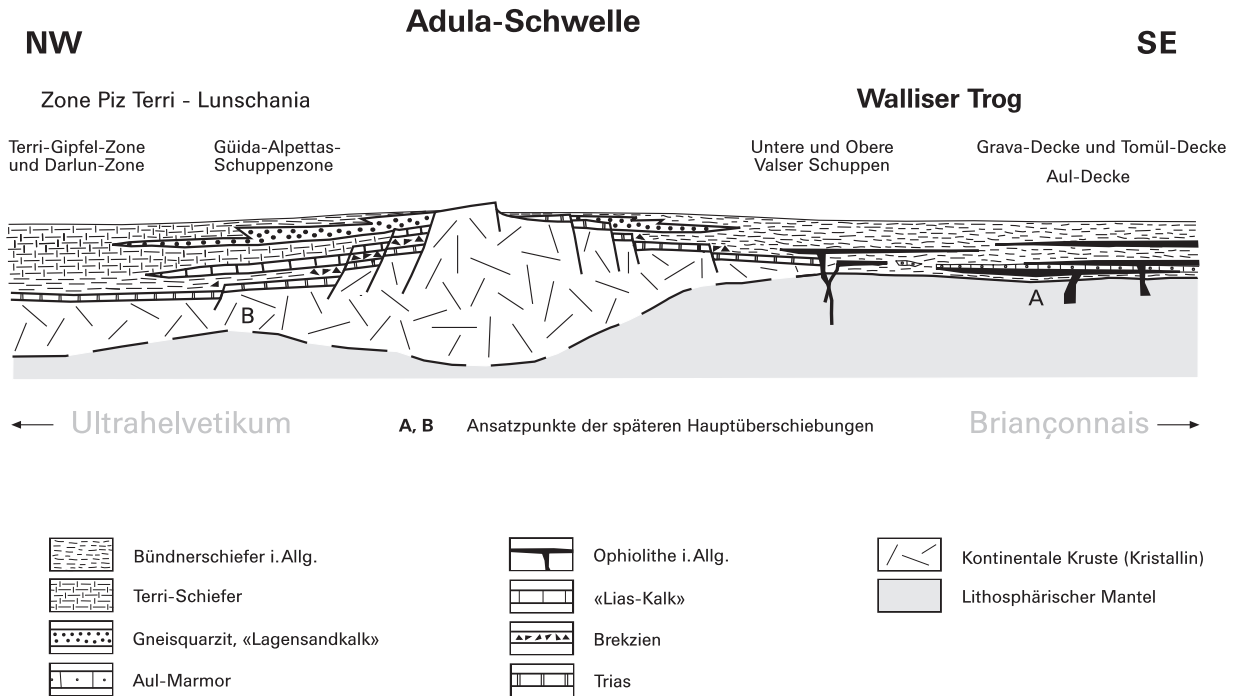


Fig. 7: Hypothetisches Profil durch den Ablagerungsraum der Bündnerschiefer des Blattes Vals.

Areua-Bruschhorn-Zone

Die Areua-Bruschhorn-Zone stellt im Gegensatz zu den basalen Schürffzonen der Grava- und Tomül-Decke nördlich des Hinterrheins ein echtes tektonisches Mélange dar. Dasselbe trennt den Flysch der Tomül-Decke von den Schamser Decken und wird dem Mittelpenninikum zugeordnet, enthält aber auch Komponenten, die von den unterliegenden, unterpenninischen Bündnerschiefern stammen.

Als Areua-Zone (GANSSE 1937, MAYERAT DEMARNE 1994, SCHREURS 1995) lässt sie sich aus der Misozer Zone entlang der Stirn der Tambo-Decke bis ins Rheinwald verfolgen und setzt sich via Burgruine Splügen durch die Westwände von Wisshorn, Bodenhorn und Gelbhorn bis zum Bruschhorn weiter fort (vgl. Tektonisches Nebenkärtchen). Es ist bemerkenswert, dass eine so dünne Zone, die auf Blatt Vals oft nur wenige Dezimeter bis Meter mächtig ist, als tektonisch selbständiges Element über so grosse Distanzen verfolgt werden kann.

Schamser Decken

Die Schamser Decken umfassen die Gurschus-Kalkberg-Decke, die Tschera-Decke und die Gelbhorn-Decke. Diese drei Decken nehmen aber auf Blatt Vals lediglich eine kleine Fläche ein.

Für eine detaillierte Diskussion der tektonischen Verhältnisse und der Herkunft dieser Decken («Schamser Dilemma») sei auf STREIFF et al. (1976), MILNES & PFIFFNER (1980), GRÜNER (1981), MAYERAT DEMARNE (1994), STEINMANN (1994), RÜCK (1995) und SCHREURS (1995), BAUDIN et al. (1995) und SCHMID et al. (1997) verwiesen.

Tektono-metamorphe Entwicklung

Neuere strukturgeologische Resultate lieferten im vorliegenden Gebiet vor allem die Arbeiten von KUPFERSCHMID (1977), PROBST (1980), ETTER (1987), LÖW (1987), STEINMANN (1994) und SCHREURS (1995). Für den grosstektonischen Rahmen sei auf TRÜMPY (1988), STAMPFLI (1993), STEINMANN (1994) und SCHMID et al. (2004) verwiesen.

Über die generellen Metamorphoseverhältnisse geben die Metamorphosearten und die dazu gehörigen Erläuterungen von FREY et al. (1999), OBERHÄNSLI (2004) und ENGI et al. (2004) Auskunft. HANDY & OBERHÄNSLI (2004) ergänzten diese Übersichten mit einer Zusammenstellung und kritischen Diskussion der Metamorphose-Alter.

Die Figur 7 vermittelt eine hypothetische Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Bündnerschiefer des Blattes Vals und Tabelle 4 und Figur 8 geben

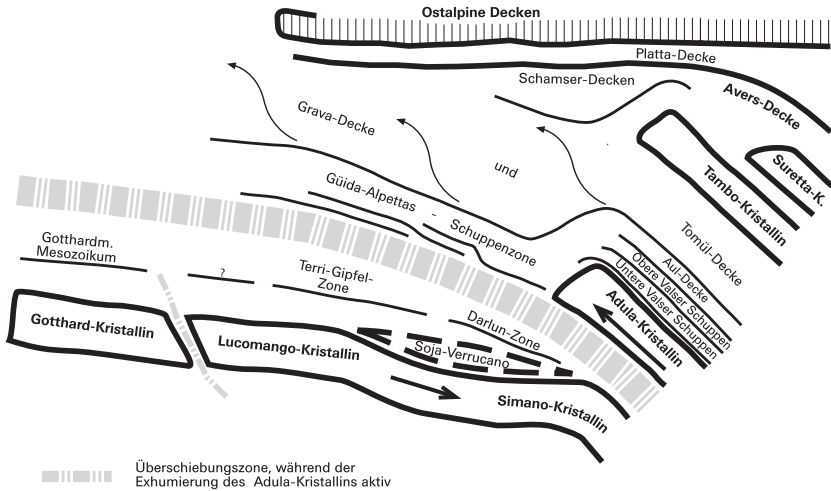


Fig. 8: Schema des Deckenstapels zu Beginn der Exhumierung.

einen groben Überblick über den möglichen Ablauf der tektono-metamorphen Ereignisse (vgl. auch Fig. 14–21 in SCHMID et al. 1997 und Fig. 16 in NAGEL et al. 2002). Die Darstellung ist jedoch mit grossen Unsicherheiten behaftet.

Die aufgelisteten Deformationsphasen liefen nicht in allen Gebieten gleichzeitig ab. Sie sind als Relativalter von lokalen Deformationsabfolgen zu verstehen (z. B. MILNES & PFIFFNER 1980). So ist die Deformationsphase D1 in den Bündnerschiefern älter als die entsprechende Phase D1 im «gotthardmassivischen Mesozoikum», d. h. die tektonische Aktivität «wanderte» jeweils von den mehr südlich gelegenen Gebieten in die nördlicheren. Die Deformationsereignisse repräsentieren zudem nicht punktuelle Ereignisse bei konstantem Druck und Temperatur, sondern stellen vielmehr zum Teil lang anhaltende, kontinuierliche Verformungsprozesse dar.

Die Scherverformungen der Zapport-Phase werden mit der Bildung des Deckenstapels und dem Deckentransport im Gefolge der Subduktions- und Exhumierungsvorgänge im Bereich des Walliser Troges in Verbindung gebracht. In dieser Phase wurde die Adula-Decke vorerst südwärts unter die Briançonnais-Schwelle subduziert, anschliessend auf das Soja- und Simano-Kristallin aufgeschoben, zunehmend exhumiert und schliesslich in die heutige flachliegende Position gedrängt. Die dabei gebildeten isoklinalen Grossfalten wurden während der nachfolgenden Leis-Phase nochmals plastisch überprägt. Im Gebiet des Zusammenflusses von Valsler Rhein und Peiler Bach nördlich Koordinate 161 kann die

Tabelle 4: Überblick über die beobachteten Deformationsphasen, die tektonischen Ereignisse und den Metamorphoseverlauf

Ver- mutetes Alter	Gotthard- massivisches Mesozoikum (ETTER 1987)	Nordöstliche Adula-Decke (LÖW 1987)	Nordpenninische Bündnerschiefer (STEINMANN 1994)	Tektonische Ereignisse auf Blatt Vals (Plattentektonik-Modell)	Bemerkungen zur Metamorphose
Frühes Miozän	D3	Carassino- Phase ~ 400°C 3–4 kbar	D4	Abschluss der Exhumierung Übergang zu spröder Deformation. Bildung der Alpettas-Synform und der Antiform der Darlun-Zone.	Abschliessender Gleichgewichtszustand: Grünschiefer- fazies des Barrow-Typs
Oligozän	D2	Leis-Phase 470–540°C 7 kbar	D3 Domleschg-Phase	Spätes Stadium der Kollision, Verfaltung des Deckenstapels Bildung von Grossfalten in der Deckenstirn der Adula-Decke und in den Bündnerschiefern (Synform der nördl. Grava-Decke und Lunschania-Antiform mit eingefaltetem Soja-Verrucano). Plastische Verformung.	Isothermale Dekompression
	D1	Zapport 2- Phase 470–540°C 15–8 kbar	D2 Niemet-Beverin- Phase	Rasche Heraushebung der Adula-Decke, die nach N und nach oben gedrückt und flachgestellt wird. Überschiebung der Grava-Decke auf das «gotthardmassivische Mesozoikum» und der Schamser Decken auf die Tomül-Decke. Im Hangenden dieser Einheiten rücken die ostalpinen Decken vor.	
Eozän	(Bildung des Sardona- Flyschs)	Zapport 1- Phase 470–540°C 12–15 kbar	D1 [Ferrara-Ph.]	Beginn der Exhumierung mit Platznahme der Adula-Decke auf der Simano-Decke und Soja-Decke. Verlagerung der Bewegungen an den liegenden Kontakt der Adula-Decke.	Hochdruck- Hochtemperatur: Eklogit-Bildung im Adula- Kristallin
bis				Fortschreitende Subduktion der Adula-Decke. Hauptbewegungen am hangenden Kontakt des Kristallins. Akkretion der Bündnerschiefer. Bildung der Unteren und Oberen Valscher Schuppen sowie der Gütida-Alpettas-Schuppenzone. Überschiebung der Aul-Decke. Bildung grosser, liegender Isoklinalfalten. Plastische Scherverformungen.	Hochdruck- Nieder- temperatur: Karpholith- Bildung in den Bündner- schiefern
(?Ober- kreide)		Sorreda- Phase 380–450°C 6–8 kbar		Einsetzende Subduktion des europäischen Kontinentalrandes. Beginn der Verschuppung von Adula-Kristallin und Mesozoikum (→ «internes» Mesozoikum). Beginnende Abscherung der Grava- und Tomül-Decke und der Schamser Decken von ihrem kristallinen Substratum. Sprödeformation dominierend.	

Überfaltung der Zapport-Isoklinalfalten durch offene Leis-Falten gut beobachtet werden (LÖW 1987). In der anschliessenden Carassino-Phase wurde der Stirnbereich der Adula-Decke noch flexurartig verbogen.

Die Datierung der einzelnen Phasen ist noch in Diskussion. Als gesichert gilt, dass die Bündnerschiefer der Misozer Zone noch vor der Intrusion des Bergeller Granits nach Norden vor die Adula-Decke geschoben worden sind. Die Grava-Decke dürfte daher den gotthardmassivischen Raum spätestens vor 30 Ma, d. h. spätestens Mitte Oligozän, erreicht haben.

Umstritten ist nach wie vor, ob und wie weitgehend der Walliser Trog tatsächlich von ozeanischer Lithosphäre unterlagert war. Der Chemismus der Laven entspricht zwar demjenigen von MOR-Basalten (STEINMANN & STILLE 1999), doch sind die Ophiolithe des vorliegenden Gebietes wenig mächtig. Zudem sind nur kleine Vorkommen von Gabbro und Serpentin vorhanden, die kaum grössere ozeanische Krustenareale repräsentieren dürften. Gut zu diesen Sachverhalten passt das Bild kleinräumiger, bruchgesäumter Becken (sog. Pull-apart-Becken) mit lediglich kleinen, ozeanischen Krustenarealen, in denen die Laven über lokale Gangsysteme hochgefördert wurden und dann auf dem Meeresboden ausgeflossen sind (KUPFERSCHMID 1977, STEINMANN 1994, PFIFFNER 1999). Entsprechende Verhältnisse finden sich heute im Golf von Kalifornien (KELTS 1981).

Im vorliegenden Gebiet wurde schon früh erkannt, dass die alpine Metamorphose mehrphasig verlief. So unterschied VAN DER PLAS (1959) in den Glimmerschiefern und Metabasika der Adula-Decke drei sukzessive aufeinanderfolgende, alpine Phasen, wobei die erste dieser Phasen durch die Bildung von Glaukophan, Crossit, Na-Pyroxen, Granat, Epidot und Chloritoid gekennzeichnet war. Detaillierte Beschreibungen und Interpretationen dieser Hochdruck-Hochtemperatur-Paragenesen erfolgten durch HEINRICH (1983), LÖW (1987) und THÜRING (1990). Die auf die Adula-Decke aufgeschobenen mesozoischen Sedimentpakete führen lediglich vereinzelt Glaukophan, so im Brennhoftobel bei Nufenen (Grava-Decke; HEIM 1891) und bei Neu Wahli, ca. 2 km südlich von Hinterrhein (Tomül-Decke; GANSSER 1937). OBERHÄNSLI (1977) berichtet ferner von einigen unterhalb des Tomülpasses gefundenen kleinen Epidotlinsen mit blauen Amphibolen. Der in neuerer Zeit in den Bündnerschiefern der Grava- und Tomül-Decke entdeckte Kapholith (s. Karte) und die damit assoziierten Minerale Phengit, Chlorit und Chloritoid weisen auf eine Hochdruck-Tieftemperatur-Phase hin (OBERHÄNSLI et al. 1995, OBERHÄNSLI et al. 2003 u. a.). Dieses Mineral wurde jüngst auch in der Peidener Schuppenzone, westlich des Blattes Vals, festgestellt (WIEDERKEHR et al. 2006).

Der von LÖW (1987) für die nördliche Adula-Decke rekonstruierte Verlauf der Hochdruck-Hochtemperatur-Metamorphose ist in Figur 9 wiedergegeben. Noch nicht abschliessend geklärt ist das Alter der Hochdruck-Paragenesen und des Druckmaximums. Für letzteres scheint ein späteoziänes Alter am wahrscheinlichsten.

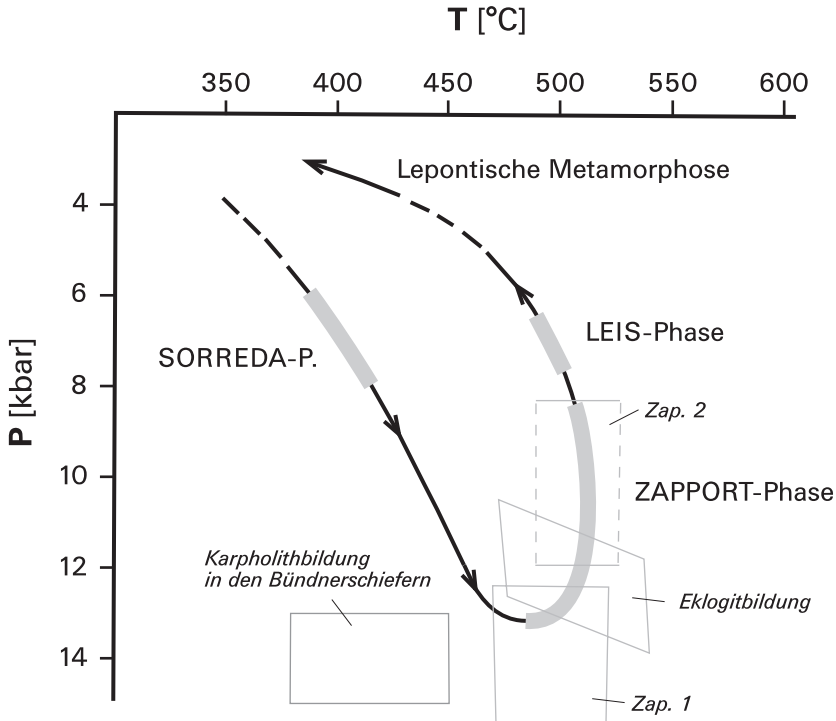


Fig. 9: Der PT-Pfad der nordöstlichen Adula-Decke (nach Löw 1987, leicht modifiziert).

Die Erhaltung der Hochdruck-Paragenesen ist im Wesentlichen vom Grad der Gesteinsdeformation, vom Druck-Temperaturpfad der Metamorphose und von der Gesteinszusammensetzung abhängig (HEINRICH 1983). So treten die Eklogite innerhalb der nördlichen Adula-Decke ausschliesslich in Gebieten auf, in denen post-Zapport-Deformationen wenig ausgeprägt sind. Das Fehlen von Hochdruck-Paragenesen in Gebieten mit Leis-Deformationen ist gemäss Löw (1987) sehr augenfällig. TEUTSCH (1982), der die Bündnerschiefer, Prasinite und Amphibolite der zwischen Adula- und Tambo-Decke eingeklemmten Misozer Zone untersucht hat (vgl. Tekt. Nebenkärtchen), konnte nirgends Glaukophan feststellen. Die Amphibole weisen zudem keinerlei Anzeichen einer frühalpinen Hochdruck-Metamorphose auf. Dies wird mit der Rekristallisation der Amphibole im Gefolge der intensiven Durchbewegung dieser Zone erklärt.

Die auf die Hochdruck-Hochtemperatur-Metamorphose folgende deckenübergreifende Grünschieferfazies des Barrow-Typs (sog. Lepontische Metamorphose) illustriert den Gleichgewichtszustand am Ende der Kontinentkollision. KUPFERSCHMID (1977) hält fest, dass der Metamorphosegrad in der Aul-Decke und den Valsen Schuppen weniger hoch (niedrig-mittelgradige Grünschieferfazies) ist als in der Zone Piz Terri-Lunschana, wo höchstgradige Grünschieferfazies vorliegt. Die Schamser Decken dagegen sind nur schwach metamorph (niedrige Grünschieferfazies) und lieferten bis anhin keinerlei Hinweise auf eine Hochdruck-Metamorphose.

ROHSTOFFE

Kies

Der vom lokalen Baugewerbe benötigte Kies wird grösstenteils den Bachschuttkegeln und Alluvionen entnommen. Kleinere Abbaustellen finden sich zudem bei Surin, wo die Deltaschotter ausgebeutet werden und südlich des Piz Serenastga, wo Hangschutt zur Konstruktion der Lawinenschuttdämme abgebaut wurde.

«Valser Gneis»

Die Glimmer- und Augengneise der Adula-Decke werden als «Valser Gneis» oder, wegen ihres hohen Quarzanteils, auch als «Valser Quarzit» bezeichnet. Ihre grünliche Farbe geht auf den grünen Phengit und Chlorit zurück.

Der südwestlich von Vals bei Koord. 732.600/163.250 gelegene Steinbruch lieferte u.a. die Platten für das Thermalbad von Vals und für den Bundesplatz in Bern. Im nahe der Einmündung des Peiler Bachs in den Valser Rhein gelegenen Steinbruch ist neben kristallinen Gneisen auch Muskovit-Serizitmarmor mit vereinzelt Granatkörnern aufgeschlossen.

Marmor, Kalk

An der Strasse Lunschana-Vals bei Koord. 733.860/167.860 wurde Aul-Marmor ausgebeutet. Dieser Steinbruch ist heute nicht mehr in Betrieb. Die Steinbruchwand wird von einem Prasinitzug gequert.

Ein weiterer, auf der Karte nicht eingezeichneter Steinbruch liegt 250 m NNE der Kapelle Bucarischna, wo Marmor mit grünem Fuchsit (= Muskovit mit hohem Chromanteil) sowie faustgrossen Dolomiteinschlüssen für Grabsteine abgebaut wurde. Wenig nördlich dieses Steinbruchs sind auch die Überreste eines Kalkbrennofens gefunden worden. Der Aul-Marmor diente hier offensichtlich als Ausgangsmaterial für gebrannten Kalk, der vor allem für die Herstellung von Kalkmörtel Verwendung fand. Ein zweiter solcher Ofen wurde bei Plaun Tgiern südlich von Cons betrieben.

Gneisquarzit

Nahe dem nördlichen Blattrand wurde an der Strasse nach Vals früher in einem Steinbruch heller Gneisquarzit abgebaut. Rund 50 m weiter nördlich steht die dunkle Varietät an.

Kluftminerale

Die Gegend um Vals ist bekannt für schöne und z.T. seltene Mineralien. Solche finden sich nicht nur in den kristallinen Gneisen, sondern auch in den quarzhaltigen Bündnerschiefern, in den Prasiniten und im Dolomit/Marmor. Unter anderem sind Quarz/Rutilquarz, Adular, Albit, Chloritoid (VAN DER PLAS et al. 1958), Kalzit, Hämatit, Rutil, Anatas, Brookit, Rosafluorit, Pyrit, Chlorit, Ametyst, Danburit, Epidot, Granat, Monazit, Disthen, Titanit und Turmalin gefunden worden.

Speziell erwähnt seien die am Frunthorn vorkommenden, kräftig gefärbten Rosafluorite, die Rutilquarzfunde am Piz Aul sowie zwei überdurchschnittlich grosse, je etwa 1000 kg schwere Quarzgruppen, die aus einer grossen Kluft im Gneisquarzit nahe des Gipfels des Piz Regina geborgen wurden (BÜRGI 2004).

SIEDLUNGSGESCHICHTLICHE ELEMENTE

Auf der Karte wurden nur einige wenige, ausgewählte Objekte eingetragen, deren Standort den Autoren freundlicherweise vom Archäologischen Dienst Graubünden (Herr Dr. J. Rageth) mitgeteilt wurde.

Es handelt sich vor allem um Schalensteine, die im vorliegenden Gebiet recht zahlreich sind. Die entsprechenden Blöcke weisen eindeutig künstlich erstellte, schalenförmige Eintiefungen (Fig. 10) auf. Der genaue Zweck dieser prähistorischen Kultobjekte ist jedoch nach wie vor unklar (s. z.B. CAMINADA 1970).



Fig. 10: Teufelsstein von Vals (Koord. 734.560/161.520).

HYDROGEOLOGIE

Generelle Entwässerung

Das Gebiet des Kartenblattes Vals wird dominiert durch die drei nach Norden offenen Haupttäler Lugnez (Lumnezia), Valser Tal und Safiental. Dementsprechend erfolgt die oberflächliche Entwässerung generell in nordöstlicher bis nördlicher Richtung, hin zum Vorderrhein. Die wichtigsten oberirdischen Wasser-scheiden werden durch die N-S orientierte Kammlinie Valserhorn – Bärenhorn – Piz Tomül – Crap Grisch und die NE-SW verlaufende Gratlinie Piz Conteschas – Piz Aul – Piz Serenastga – Wannenspiz gebildet. Einzig die SE-Ecke des Kartenblattes entwässert zum Hinterrhein.

Dem unterirdischen Abfluss kommt im vorliegenden Gebiet wahrscheinlich nur eine untergeordnete Bedeutung zu, da die meisten grossflächig aufgeschlossenen Gesteinseinheiten nur schlecht durchlässig sind.

Grundwasser und Quellen

Wegen des grösstenteils erosiven Charakters der Flüsse fehlen in den Talungen durchziehende Schotterkörper. Bachschutt- und Schotterablagerungen von mittlerer bis grosser Durchlässigkeit sind an folgenden Stellen vorhanden: In der Flussschleufe des Glogns SW Surin, in der Talebene zwischen Vals-Platz und Camp, in der Talsohle bei Peil sowie im Riedboda westlich des Tomülpasses. Von diesen lokalen Porengrundwasservorkommen wird nur jenes von Vals genutzt, und zwar ausschliesslich als Brauchwasser für Heiz- und Kühlzwecke. Sehr gut durchlässig sind auch die groben Hangschutt-, Fels- und Bergsturzablagerungen im Bereich des Adula-Kristallins oder der von Kalk und Dolomit dominierten Schamser Decken. Als Beispiele sind die Hangschuttmassen am Nordwest-Ende des Zervreilasees und nordöstlich des Gletscherseeis zu nennen. Die Moränen weisen im Allgemeinen eine mittlere (sandig-kiesige Bereiche) bis schlechte Durchlässigkeit auf.

Die Trinkwasserversorgung erfolgt ausschliesslich mit Quellwasser. Es handelt sich dabei meistens um Quellen ohne tiefe Grundwasserzirkulation. Sie treten gehäuft in den westlichen Talflanken auf, wo der Fels annähernd hangparallel einfällt. Der Grundwasserleiter besteht häufig aus Moränen- und Hangschutt geringer bis mittelgrosser Durchlässigkeit, der von schlecht durchlässigem, mehr oder weniger aufgelockertem Fels unterlagert ist. Bei Vrin bilden die Liasschiefer des Gotthard-«Massivs», bei Vals vorwiegend die Bündnerschiefer und Gneise der Valser Schuppen und im Safiental tonige Schiefer und Moräne den Stauer.

Die mittlere Schüttung der Quellen ist mit durchwegs weniger als 60 l/min bescheiden.

Die Gemeinde Vals bezieht ihr Trinkwasser aus etwas ausserhalb des Dorfes an der Stirn der Adula-Decke gelegenen Fels- und Mischquellen.

Die Durchlässigkeit der Kristallin- und Grüngesteine sowie der Bündnerschiefer ist im Allgemeinen gering bis sehr gering. So zirkulieren in diesen Gesteinen die Wässer meist nur längs den Klüften und Bruchzonen des oberflächennahen Bereichs. Quellaustritte finden sich dann häufig nahe beim Kontakt zum überlagernden Lockergestein.

Eine etwas bessere Durchlässigkeit dürfte der Aul-Marmor aufweisen, da hier mit Karstlösung längs Klüften und Schichtfugen gerechnet werden muss. Sehr gut durchlässig sind die grösseren Triaszüge, welche aus verkarstungsfähigen Gesteinen wie Rauwacke, Gips, Dolomit und Kalk aufgebaut sind. Entsprechend dem relativ komplizierten Aufbau des Deckenstapels sind auch die Fliesswege in und zu diesen Triaszügen von komplexer Geometrie. Gut durchlässig sind auch die Kalke und Dolomite der Gurschus-Kalkberg-Decke, die den Gipfel des Wiss-horns aufbauen und auf einer Unterlage von schlecht durchlässigen Bündnerschiefern und Flysch der Tomül-Decke gegen Osten abfallen. Die Entwässerung dieser Decke erfolgt unterirdisch gegen Osten.

KUPFERSCHMID (1977) kartierte unterhalb der Alp Patnaul sowie südlich der Alp Scharboda der Moräne entspringende Eisenquellen mit Leitfähigkeiten von rund 1000–2200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (s. HARTMANN 1998, S. 87). Eine weitere Gruppe teils gefasster teils ungefasster Mineralquellen finden sich oberhalb der Alp Wallatsch im Peiler Tal. Diese Quellen entspringen dem gleichen Triaszug, aus welchem die Valser Mineralquellen entstammen. Alle diese Quellen sind im Feld an ihren roten Eisenausfällungen rasch zu erkennen.

Die Thermal- und Mineralquellen Vals

Wie die Entdeckung einer verschütteten Zisterne und der Fund eines tassenförmigen Gefässes beim Ausbau der Fassungsanlagen im Jahre 1890 zeigten, waren die Valser Quellen bereits in der mittleren Bronzezeit bekannt (SCHWARZ 1970, HARTMANN 1998). Die ältesten Badeeinrichtungen stammen aus dem 17. Jahrhundert. Mit der Inbetriebnahme eines neuen Kurhauses 1893 wurde dann begonnen, das Wasser auch in Flaschen abzufüllen. 1960 wurde das alte Kurhaus abgebrochen und zwei neue Fassungsbohrungen abgeteuft. Die Obere Fassung (St. Jodersquelle) entsprach dem ursprünglichen Quellstandort, während die Untere Fassung (St. Petersquelle) rund 25 m unterhalb der alten platziert wurde. Im Hinblick auf den Bau eines neuen Abfüllwerks wurde 1980 noch eine dritte Fassung, die sog. Neubohrung erstellt. Die drei Fassungen liegen 20 bis 25 m über der Talsohle und sind artesisch.

Tabelle 5 : *Vergleich der wichtigsten Bohrungen im Bereich der Therme Vals*

	Obere Fassung (St. Jodersquelle)	Untere Fassung* (St. Petersquelle)	Neu- bohrung	Wissliquelle
Bohrjahr	1960	1960	1980	1981
Bohrtiefe [m]	41	39	95	155
Freier Überlauf [l/min]	100–150	10–40	ca. 350	ca. 40
Temperatur [°C]	22.6	20	29.7	16
Gesamtmineralisation [mg/l]	1710	1180	1920	2020

* seit 1999 verschlossen

Die heutige Badeanlage wurde 1994–1996 erstellt. Beteiligt an der Nutzung der Valser Mineralquellen sind die Hotel Therme Bad Vals AG (Badebetrieb) und die zur Coca-Cola-Gruppe gehörende Valser Mineralquellen AG (Mineralwasser). Die Quellen selbst sind im Besitz der Gemeinde Vals. Eine 1981 von einem Bauunternehmer ausgeführte vierte Bohrung (Wissliquelle) liegt rund 400 m nordöstlich der Valser Mineralquellen und repräsentiert ein unabhängiges, nicht genutztes Mineralwasservorkommen.

Die Temperaturen der drei Valser Quellen (Untere und Obere Fassung, Neu-bohrung) liegen zwischen 20° und 30°C (Tab.5). Die mittlere Gesamtschüttung ist seit 1990 ungefähr konstant und beträgt 500 ± 50 l/min. Die drei genannten Quellen reagieren mit einem Schüttungsanstieg auf die Schneeschmelze und ergebbige Herbstniederschläge. Dieser jährlich wiederkehrende Schüttungsanstieg wird aber nicht durch die kurzfristige Zumischung von Schmelzwasser, sondern durch die Anhebung des Druckes/Potentials im unterirdischen Mineralwasserreservoir bewirkt (HARTMANN 1998).

Die Mineralwässer der drei Valser Bohrungen, der Wissliquelle und der Peidener Quellen sind alle vom $\text{Ca}-(\text{Mg})-\text{SO}_4-\text{HCO}_3$ -Typ (Klassifikation nach JÄCKLI 1970). Die Sulfatgehalte schwanken zwischen 200 und 1400 mg/l (Tab.6). Die Dominanz von Ca^{2+} und SO_4^{2-} (ca. 80 % der gelösten Ionen) weist deutlich darauf hin, dass die hohe Mineralisation der Wässer auf Lösung von Gips ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) zurückzuführen ist.

Langjährige Tritium-Messreihen (VUATAZ et al. 1983, HARTMANN 1998) sowie Krypton-85-Messungen ergeben für das Mineralwasser ein mittleres Alter von rund 25 Jahren. Fluorescein, welches bei einem Färbversuch 1993 hundert Meter oberhalb der Fassungen flächenhaft in versackten Blockschutt eingespiessen wurde, erreichte in geringen Spuren nach 17 Tagen die Obere Fassung und nach 18 Tagen die Untere Fassung. In der Neubohrung konnte kein Farbstoff nachgewiesen werden (LARDELLI 1993). Dieser Befund belegt, dass der untiefen Oberen und Unteren Fassung neben dem aus den triadischen Gesteinen hochsteigenden Mi-

Tabelle 6: *Ausgewählte chemisch-physikalische Parameter und Isotopenwerte der Valsler Mineralquellen*

	Obere Fassung ¹⁾	Untere Fassung ¹⁾	Neubohrung ¹⁾	Wissli ²⁾
Beprobung	1994–1997		1992	1992
Temperatur [°C]	23.1	19.6	29.8	12.4
pH (Feld)	6.7	6.8	6.5	7.13
Schüttung [l/min]	100–150	40	350	–
Ca ²⁺ [mg/l]	384	265	427	540
Mg ²⁺ [mg/l]	49	33	58	30
Na ⁺ [mg/l]	9	5	11	11
K ⁺ [mg/l]	3.1	2.3	3.3	4.8
Fe ²⁺ /Fe ³⁺ [mg/l]	1.61	0.22	1.46	0.06
Sr ²⁺ [mg/l]	9.0	6.1	9.8	11
HCO ₃ ⁻ [mg/l]	349	298	375	182
Cl ⁻ [mg/l]	2.3	1.4	2.8	0.7
SO ₄ ²⁻ [mg/l]	884	558	1011	1388
F ⁻ [mg/l]	0.583	0.44	0.64	–
B ⁻ [mg/l]	0.12	0.05	–	–
SiO ₂ [mg/l]	18.53	13.74	20.2	–
TS berechnet [mg/l]	1710	1184	1921	2265
Karbonathärte [°fH]	28.6	24.5	30.8	14.7
Gesamthärte [°fH]	116.0	79.8	130.4	147
δ ¹⁸ O [‰ _{SMOW}]	–12.9	–13.6	–12.3	–13.8 ³⁾
δ ² H [‰ _{SMOW}]	–91.8	–98.9	–	–100.5 ³⁾
³ H [TU]	37	77	36	25 ³⁾

1) Mittelwerte gemäss HARTMANN (1998)

2) gemäss Expertise Dr. H. JÄCKLI (1992)

3) Probenahme 1991

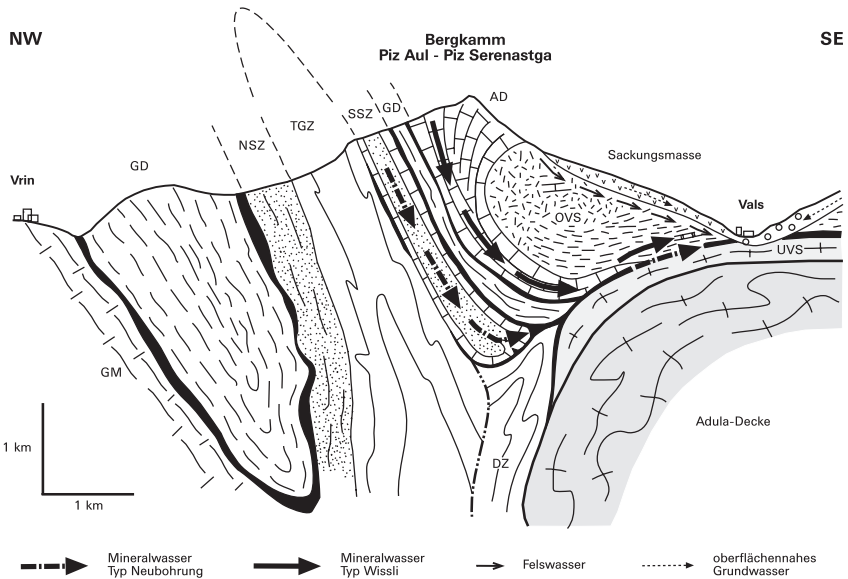


Fig. 11: Schematisches Fließmodell für die Mineralquellen von Vals.

GD = Grava-Decke, AD = Aul-Decke, UVS/OVS = Untere und Obere Valscher Schuppen, NSZ/SSZ = Güida-Alpettas-Schuppenzone, TGZ = Terri-Gipfel-Zone, DZ = Darlung-Zone, GM = «gotthardmassivisches Mesozoikum» (nach HARTMANN 1998, modifiziert).

neralwasser noch geringe Mengen von oberflächennahem Grundwasser aus dem Sackungsgebiet zufließen.

Aufgrund von Isotopenuntersuchungen (Tritium, $\delta^{18}\text{O}$ u. a.) gelangt HARTMANN (1998) zum Schluss, dass das Einzugsgebiet des Valsler Mineralwassers (Neubohrung) auf rund 2000 m ü. M. auf der Lugnezenseite des Bergkamms Piz Aul - Piz Serenastga zu suchen sei. Gemäss dem Profil der Fig. 11 scheint eine Zuckering von Wasser aus dem südlichen Teil der Güida-Alpettas-Schuppenzone (SSZ) möglich. Die von Hartmann angenommenen Wasserzuflüsse aus deren nördlichen Teil (NSZ) via Terri-Gipfel-Zone scheinen dagegen wenig wahrscheinlich, obwohl eine Zirkulation längs des NNW-SSE-streichenden Kluftsystems nicht völlig ausgeschlossen werden kann. Das Einzugsgebiet dürfte zudem nicht nur auf die Lugnezenseite des Bergkamms Piz Aul - Piz Serenastga beschränkt sein, sondern wahrscheinlich auch die Aul-Marmore nördlich und westlich von Vals umfassen. Das einsickernde Niederschlagswasser wird mit zunehmender Tiefe erwärmt und aufmineralisiert (Gips- und Karbonatlösung). Anschliessend gelangt es als Mineral- bzw. Thermalwasser entlang der Trias zwischen den Unteren und den Oberen Valscher Schuppen zu den Fassungen.

Tabelle 7: *Ausgewählte Referenzprofile innerhalb der Tomül-Decke*

Einheit	Lokalität	Koordinaten
Bärenhorn-Schiefer	Bärenhorn	737.210/160.050 bis 738.200/159.860
Nolla-Tonschiefer	Safierberg	738.200/159.860 bis 740.350/160.280
Nolla-Kalkschiefer	Schollenhorn	740.450/158.770 bis 741.950/158.600
Carnusa-Schiefer	Höllgraben	ca. Koord. 742.400/163.400 (oberhalb Pkt. 2152 m)

Stausee Zervreila

Die Stauanlage Zervreila wurde 1958 in Betrieb genommen. Der Stausee besitzt ein Fassungsvermögen von 100 Mio. m³. Von der Zentrale Zervreila, die am Fusse der 151 m hohen Bogenstaumauer liegt, gelangt das Wasser durch einen Überleitstollen via Peiler Tal ins hintere Safiental und von dort ins Domleschg. Angaben zur Geologie des Staubeckens und der Widerlager der Mauer finden sich in MÜLLER (1958) und VAN DER PLAS (1959).

EXKURSIONEN

Im Geologischen Führer der Schweiz 1967 ist unter der Exkursion Nr.38 (NABHOLZ 1967) die Strecke Ilanz-Vals-Zervreila detailliert beschrieben. Einen guten Einblick in die einzelnen Serien der gut gliederbaren Tomül-Decke gewinnt man an den in Tabelle 7 aufgeführten Lokalitäten.

Eine lohnende Tagestour zum Studium der Oberen Valser Schuppen, des Aul-Marmors, der Zone Piz Terri-Lunschania und der Peidener Schuppenzone beginnt auf der Leisalp (Hochfahrt per Taxi von Vals mit Buchung im Touristenbüro). Dann auf gut markiertem Wanderweg zur Fuorcla da Patnaul mit evtl. Aufstieg auf das Faltschonhorn. Besichtigung der Oberen Valser Schuppen an den Felsköpfen längs des Passüberganges. Anschliessend Studium der Gesteine der Aul- und Grava-Decke, der Güida-Alpettas-Schuppenzone und der Terri-Schiefer der Terri-Gipfel-Zone am Grat zum Piz Valleglia. Abstieg zur Alp Patnaul und weiter bis Pardatsch. Studium der Peidener Schuppenzone beim Zusammenfluss von Glenner und Aua Disrut und Schluss der Tour in Vrin. Der Abstieg nach Vrin via Alp Valleglia ist im unteren Teil stark verwachsen und daher nicht zu empfehlen.

LITERATURVERZEICHNIS

- AMT FÜR UMWELT GRAUBÜNDEN (2000): Gewässerschutzkarte des Kt. Graubünden 1:25 000, Bl. 1234 Vals. – Amt für Umwelt und GIS-Zentrale Graubünden.
- BAUDIN, T., MARQUER, D., BARFÉTY, J.-C., KERCKHOVE, C. & PERSOZ, F. (1995): Nouvelle interprétation stratigraphique de la couverture mésozoïque des nappes de Tambo et de Suretta: mise en évidence d'une nappe de décollement précoce (Alpes centrales suisses). – C. R. Acad. Sci. Paris (IIa) *321*, 401–408.
- BAUMER, A. (1964): Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal; Geologie der Blenio-Kraftwerke. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser., Liefg. 39.
- BAUMER, A., FREY, J.D., JUNG, W. & UHR, A. (1961): Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez (vorläufige Mitteilung). – Eclogae geol. Helv. *54/2*, 478–491.
- BOLLINGER, N. (1998): Hanginstabilität im Safiental. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., VIDAL, O., OBERHÄNSLI, R. & PATRIAT, M. (2002): The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps: New constraints on the evolution of the Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. *114/2*, 207–225.
- BÜRGI, W. (2004): Strahlen am Piz Regina: Der ungewöhnliche Bergkristallfund von Michael Flepp und Alfons Derungs. – Schweizer Strahler, H. 1, 10–13.
- BUXTORF, A. & WILHELM, O. (1922): Ueber Sackungsercheinungen im Safiental (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. *16*, 520–527.
- CAMINADA, C. (1970): Die verzauberten Täler: Die urgeschichtlichen Kulte und Bräuche im alten Rätien. – Walter, Olten.
- DIEHL, E. A. (1938): Geologisch-petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *18/1*, 214–403.
- EICHENBERGER, R. (1924): Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). – Eclogae geol. Helv. *18/3*, 451–483.
- EGLI, W. (1966): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der NW-Aduladecke und in der Sojaschuppe (Bleniotal, Kanton Tessin). – Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich [N.F.] *47*.
- ENGI, M., BOUSQUET, R. & BERGER, A. (2004): Explanatory notes to the map of the Metamorphic structure of the Central Alps (1:1 000 000). – Mitt. österr. mineral. Ges. *149*.
- ETTER, U. (1987): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. – Diss. Univ. Bern.
- FEHR, A. (1956): Petrographie und Geologie des Gebietes zwischen Val Zavrägia–Piz Cavel und Obersaxen-Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *36/2*, 349–453.
- FREY, J.D. (1967): Geologie des Greinagebietes (Val Camadra-Valle Cavalasca-Val di Larcio-Vallo-Passo della Greina). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *131*.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): The new metamorphic map of the Alps: Introduction (with 2 maps). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *79*, 1–4.
- GANSSER, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. Geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *17/2*, 291–523.

- GEYER, O. F. (1977): Die «Lithiotis-Kalke» im Bereich der unterjurassischen Tethys. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] 153/3, 304–340.
- GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 154.
- HANDY, M. R. & OBERHÄNSLI, R. (2004): Explanatory notes to the Age map of the metamorphic structure of the Alps – Tectonic interpretation and outstanding problems. – Mitt. österr. Mineral. Ges. 149.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter (Band 2). – Ott, Thun.
- HARTMANN, P. (1998): Mineralwasservorkommen im nördlichen Bündnerschiefergebiet mit Schwerpunkt Valsertal. – Diss. ETH Zürich.
- HEIM, ALB. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – Beitr. geol. Karte Schweiz 25.
- HEINRICH, C. A. (1983): Die regionale Hochdruckmetamorphose der Aduladecke, Zentralalpen (Schweiz). – Diss. ETH Zürich.
- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 23/1, 72–260.
- JÄCKLI, H. (1970): Kriterien zur Klassifikation von Grundwasservorkommen. – Eclogae geol. Helv. 63/2, 389–434.
- (1992): 2. Ergänzung der Expertise betreffend Unterlassung einer Quellabgrabung sowie Wiederherstellung (Bericht z.H. des Bezirksgerichts Glener). – Ber. Büro Dr. Jäckli AG, Zürich (unpubl.).
- JÄGER, E., NIGGLI, E. & WENK, E. (1967): Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 134.
- JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. & KOPP, J. (1923): Geologie der Adula. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 51.
- JUNG, W. (1963): Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs (zwischen Plaun la Greina und Versam). – Eclogae geol. Helv. 56/2, 653–754.
- KELTS, K. (1981): A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. – Eclogae geol. Helv. 74/2, 317–338.
- KEMPF, O. & PFIFFNER, A. O. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – Basin Research 16, 549–567.
- KOPP, J. (1923): Geologie der nördlichen Adula. – Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 51, 95–123.
- (1924): Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg. – Eclogae geol. Helv. 18 (1925), 151–158.
- (1933): Zur Stratigraphie und Tektonik der Gebirge zwischen Lugnezer und Valser Tal (Piz Aulgruppe). – Eclogae geol. Helv. 26, 191–197.
- KUPFERSCHMID, CH. (1971): Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1977): Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 1–58.
- LARDELLI, T. (1993): Thermal- und Mineralquellen Vals. Schutzzonenausscheidung. Hydrogeologischer Bericht vom 1. 11. 1993. – Ber. Büro Dr. T. Lardelli, Chur (unpubl.).
- LÖW, S. (1987): Die tektono-metamorphe Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke (Zentralalpen, Schweiz). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 161.
- MAISCH, M. (1992): Die Gletscher Graubündens. Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und angrenzende Regionen). – Habilschr. Geogr. Inst. Univ. Zürich.

- MAYERAT DEMARNE, A. (1994): Analyse structurale de la zone frontale de la nappe du Tambo (Pennique, Grisons, Suisse). – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 165.
- MILNES, A. G. (1974): Structure of the Pennine zone (Central Alps): a new working hypothesis. – Bull. geol. Soc. Amer. 85, 1727–1732.
- MILNES, A. G. & PFIFFNER O. A. (1980): Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen–Como. – Eclogae geol. Helv. 73/2, 619–633.
- MÜLLER, R. O. (1958): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 38/2, 403–474.
- MURALT, R. (1986): Mineralogisch-geologische Untersuchungen in der Adula-Decke am Nordrand des San Bernardino-Passes. – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- NABHOLZ, W. K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. – Eclogae geol. Helv. 38/1, 1–119.
- (1948a): Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderreintal. – Eclogae geol. Helv. 41/2, 247–268.
- (1948b): Bericht über die Exkursion ins Kristallin der Adula-Decke und in die Bündnerschieferregion des Valsertals und des Lugnez. – Eclogae geol. Helv. 41/2, 297–306.
- (1959): Geologie des Stollens vom Peilertal (südlich Vals) ins oberste Safiental. – Eclogae geol. Helv. 52/2, 583–589.
- (1967): Exkursion Nr. 38: Chur–Reichenau–Illanz–Vals–Zervreila. In: TRÜMPY, R. & NABHOLZ, W. K. (Eds.): Geologischer Führer der Schweiz, Heft 8: Toggenburg–Liechtenstein–Prättigau–Westbünden (p. 743–784). – Wepf, Basel.
- (1985): Geologie der Thermalquelle von Vals (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 78/2, 235–248.
- NABHOLZ, W. K. & VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Illanz (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 56/2, 755–808.
- NAGEL, T., DE CAPITANI, C., FREY, M., FROITZHEIM, N., STÜNITZ, H. & SCHMID, S. M. (2002): Structural and metamorphic evolution during rapid exhumation in the Lepontine dome (southern Simano and Adula nappes, Central Alps, Switzerland). – Eclogae geol. Helv. 95/3, 301–321.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 24/1 u. 2, 58–301.
- OBERHÄNSLI, R. (1977): Natriumamphibolführende metamorphe basische Gesteine aus den Bündnerschiefern Graubündens. – Diss. ETH Zürich.
- OBERHÄNSLI, R. (Ed., 2004): Metamorphic Structure of the Alps, Map at 1:1 000 000. – Mitt. österr. mineral. Ges. 149.
- OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B. & BOUSQUET, R. (1995): Record of a HP-LT metamorphic evolution in the Valais zone: Geodynamic implications. In: LOMBARDO, B. (Ed.): Studies on metamorphic rocks and minerals of the Western Alps. A volume in memory of Ugo Pognante. – Boll. Mus. reg. Sci. nat. Torino 13, Suppl. 2, 221–239.
- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R. & GOFFÉ, B. (2003): Comment to „Chloritoid composition and formation in the eastern Central Alps: a comparison between Penninic and Helvetic occurrences“ by M. Rahn, M. Steinmann and M. Frey. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 83/3, 341–344.
- PANTIC, N. & GANSSER, A. (1977): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 59–81.
- PANTIC, N. & ISLER, A. (1978): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). – Eclogae geol. Helv. 71/3, 447–465.
- (1981): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). – Eclogae geol. Helv. 74/3, 1063–1072.

- PFIFFNER, O. A. (1993): Palinspastic Reconstruction of the Pre-Triassic Basement Units in the Alps: The Central Alps. In: RAUMER VON, J. F. & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps (p. 29–39). – Springer, Berlin.
- PFIFFNER, M. A. (1999): Genese der hochdruckmetamorphen ozeanischen Abfolge der Cima Lunga-Einheit (Zentralalpen). – Diss. ETH Zürich.
- PLAS VAN DER, L. (1959): Petrology of the Northern Adula Region, Switzerland (with particular reference to the glaucophane-bearing rocks). – *Leidse geol. Meded.* 24, 415–602.
- PLAS VAN DER, L., HÜGI, T., MLADECK, M. H. & NIGGLI, E. (1958): Chloritoid vom Hennensädel südlich Vals (nördliche Aduladecke). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 38/1, 237–246.
- PROBST, P. (1976): Geologie des Val Serenastga (Kanton Graubünden). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 153.
- ROOTHAAN, H. P. (1919): Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals. – *Jber. natf. Ges. Graub. [N.F.]* 59, 1–83.
- RAYMOND, L. A. (1984): Classification of melanges. – *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.* 198, 7–20.
- RÜCK, P. (1995): Stratigraphisch-sedimentologische Untersuchung der Schamser Decken. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 167/1.
- SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A. & SCHREURS, G. (1997): Rifting and collision in the Penninic zone of eastern Switzerland. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Eds.): Deep structure of the Swiss Alps. Results of NFP 20 (p. 60–185). – Birkhäuser, Basel.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae geol. Helv.* 97/1, 93–117.
- SCHREURS, G. (1995): Geometry and kinematics of the Schams nappes and adjacent tectonic units in the Penninic zone. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 167/2.
- SCHWARZ, R. (1970): Vals. In: Bündnerischer Ärzteverein (Hrsg.): Äskulap in Graubünden (p. 463–474). – Calven, Chur.
- STAMPFLI, M. G. (1993): Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? – *Eclogae geol. Helv.* 86/1, 1–45.
- STEINMANN, M. (1994): Die nordpenninischen Bündnerschiefer der Zentralalpen Graubündens: Tektonik, Stratigraphie und Beckenentwicklung. – Diss. ETH Zürich.
- STEINMANN, M. & STILLE, P. (1999): Geochemical evidence for the nature of the crust beneath the eastern North Penninic basin of the Mesozoic Tethys ocean. – *Geol. Rundschau* 87/4, 633–643.
- STREIFF, V., JÄCKLI, H. & NEHER, J. (1976): Blatt 1235 Andeer. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 56.
- TEUTSCH, R. (1982): Alpine Metamorphose der Misozer Zone (Bündnerschiefer, Metabasite, granitische Gneise). – Diss. Univ. Bern.
- THÜRING, M. (1990): Geologie um den Hennensädel im hinteren Valsertal (GR). – Diplomarb. Univ. Basel (unpubl.).
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 79/1.
- (1980): Geology of Switzerland. A guide book. Part A: An outline of the Geology of Switzerland. – Wepf, Basel.
- (1988): A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. – *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.* 218, 93–109.

- UHR, A. (unpubl.): Geologische Untersuchungen im Gebiet des Piz Terri (Kt. Tessin und Graubünden). – Unvollendetes Diss.manuskript im Depot der Landesgeologie, Wabern.
- VOLL, G. (1976): Structural Studies of the Valser Rhine Valley and Lukmanier Region and their Importance for the Nappe Structure of the Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 619–626.
- VUATAZ, F.D., SCHNEIDER, J.F., JAFFÉ, F.C. & MAZOR, E. (1983): Hydrogeochemistry and extrapolation of end members in a mixed thermal water system, Vals, Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 76/2, 431–450.
- WIEDERKEHR, M., SCHMID, S.M., BOUSQUET, R. & BERGER, A. (2006): Evidence for a subduction-stage in Valaisan and Ultra-Helvetic sedimentary units of the northern Lepontine dome being followed by a separate Barrow-type heating event. – Geophys. Res. Abstr. 8; SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-04909.
- WILCKENS, O. (1907): Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. – Cbl. Mineral. Geol. Paläont. II, 341–348.
- (1920): Beiträge zur Geologie des Rheinwalds und von Vals (Adulagebirge, Graubünden). – Geol. Rdsch. II, 44–101.
- ZIEGLER, H.J. (1982): Die Hangbewegungen im Lugnez, am Heinzenberg und bei Schuders (Graubünden), Geologie und Geomechanik. – Diss. Univ. Bern.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000. – Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000. – Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 7 Ticino, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1955.

Blatt 8 Engadin, von P. CHRIST, A. GÜNTHERT & A. SPICHER, 1964.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XIV Altdorf–Chur, von ALB. HEIM, A. ESCHER V. D. LINTH, G. THEOBALD, A. BALTZER & K. V. FRITSCH, 1885.

Blatt XIX Bellinzona–Chiavenna, von F. ROLLE, 1882.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 56 Andeer (LK 1235), von V. STREIFF, H. JÄCKLI & J. NEHER, 1971.

Geologische Spezialkarten

Nr. 100A Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1:50 000, von F. WEBER, 1924.

Nr. 104 Geologische Karte der Adula, 1:50 000, von G. FRISCHKNECHT, H. JENNY & J. KOPP, 1923.

Nr. 114A Geologische Karte der Landschaft Schams, 1:50 000, von O. WILHELM, 1929.

Nr. 116 Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal, 1:50 000, von H. PREISWERK, L. BOSSHARD, O. GRÜTTER, P. NIGGLI, E. KÜNDIG & E. AM-BÜHL, 1934.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000

Nr. 3 Panixerpass, von H. JÄCKLI, A. BÖGLI, TH. LOCHER, W. NABHOLZ, C. SCHINDLER, E. WEBER & L. WYSSLING, 1985.

Sonstige Publikationen seit 1900 (mit topografischer Grundlage)

He HEYDWEILLER, E. (1918): Geologische Karte des Misoxer Synklinalzuges im Gebiete des S. Bernardino, 1:50 000. In: HEYDWEILLER, E.: Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses (SW Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 15/2 (Taf. 1).

- J₁ JÄCKLI, H. (1957): Rutschungen und Bergstürze im Gebiet zwischen Lugnez und Stätzerhorn-Curvèr-Kette (Graubünden), 1:100000. In: JÄCKLI, H.: *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36 (Tafel III).
- J₂ JÄCKLI, H. (1957): Aktuogeologische Kartenskizze Heinzenberg-Nollatobel-Piz Beverin und Umgebung, 1:50000. In: JÄCKLI, H.: *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36 (Tafel IV).
- M MÜHLEMANN, R. (1928): Geologische Kartenskizze des Gebietes der Tambodecke zwischen Val Mesolcina und Valle San Giacomo, 1:50000. In: MÜHLEMANN, R.: *Geologische und morphologische Untersuchungen im Gebiete der Tambodecke zwischen Val Mesolcina und Valle San Giacomo (Italien)*. – Diss. Univ. Zürich (Tafel 3).
- W WELTER, O. A. (1909): Geologische Karte des Gebietes zwischen Hinterrhein und Safiental, 1:50000. In: WELTER, O. A.: *Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental*. – *Eclogae geol. Helv.* 10/6 (Tafel 21).

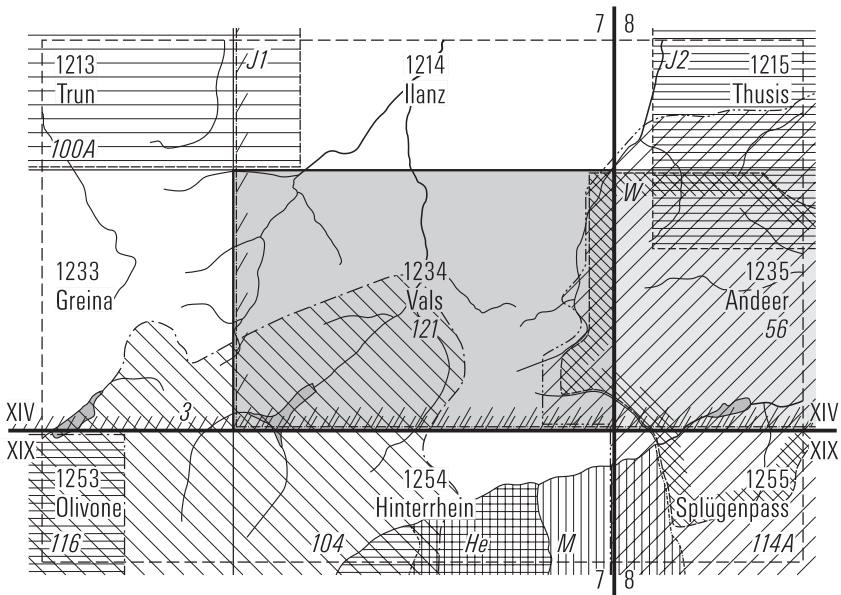


Fig. 12: Publierte geologische Karten auf topografischer Grundlage.

BEILAGEN

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Vals 1:25 000

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Vals

von Roland Wyss und Alfred Isler

Massstab 1:25 000



Bündnerschiefer und Ophiolithe (Walliser Trog)

- Prasinite und Mischgesteine
- Kieselige Schiefer, Quarzit, Sandsteine, Sandkalk und Tonphyllite
- Kalkschiefer, z. T. grobbankig
- Tonschiefer
- Kalkschiefer bis -phyllite
- Kalk- und Tonschiefer
- Basale Schürfzone: Albitquarzit, Kalk- und Brekzien, sandiger Kalk (z.T. mit Gryphänen)
- Aul-Marmor
- Bänderkalk, Marmor, Kalkschiefer, Brekzien, «Liaskalk»
- Kalkphyllite mit Kalkbänkenchen
- Güda-Alpettas-Schuppenzone: Gneisquarzit, Kalk- und Tonschiefer sowie «Fossilmarmor» und Brekzien
- Ton- und Kalkschiefer, z. T. sandig (Terri-Schiefer und Äquivalente), Gneisquarzit, «Lagensandkalk», «fossilmarmor» und Dolomitbrekzie
- Eingeschuppte Kristallinlamelle

Parautochthones Mesozoikum (Peidener Schuppenzone, Scopi-Zone)

- Tonschiefer, Feinsandsteine («Coroi-Serie»)
- Sandige Kalkschiefer, z. T. tonig («Inferno-Serie»)
- Grober Sandkalk, Quarzite («Obere Stigir-Serie»)
- Sandkalk, Kalkschiefer («Stigir-Serie», «Inferno-Serie»)

Trias

- Dolomit, Rauwacke, Gips, Anhydrit, Quarzit, Phyllite

Kristallines Grundgebirge

- Kristallin der Aduła-Decke (mit internem Mesozoikum)
- Kristallin des Gotthard-«Massiv» (mit Augengneis)

- TD** Tomül-Decke
- GD** Grava-Decke (inkl. «Lugnezer Schiefen»)
- GD(L)** «Lugnezer Schiefen» der Grava-Decke
- AD** Aul-Decke
- OVS** Obere Valscher Schuppen
- UVS** Untere Valscher Schuppen
- ADD** Aduła-Decke
- NSZ** Nördlicher Teil der Güda-Alpettas-Schuppenzone
- SSZ** Südlicher Teil der Güda-Alpettas-Schuppenzone
- TZ** Terri-Gipfel-Zone
- DZ** Darlun-Zone
- PS** Peidener Schuppenzone
- SZ** Scopi-Zone
- GLT** Greina-Lumbrein-Trias
- KGM** Kristallin des Gotthard-«Massiv»

- Bruch
- Überschiebung
- Kreuzungsstelle zweier Profile

