1195 Reichenau

Erläuterungen

O. ADRIAN PFIFFNER und ROLAND WYSS

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2025

180

Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1195 Reichenau

Erläuterungen

81 Textfiguren, 5 Tabellen und 1 Tafelbeilage

verfasst von
O. ADRIAN PFIFFNER und ROLAND WYSS

2025

Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte
PFIFFNER, O. A. & WYSS, R. (2025): Blatt 1195 Reichenau. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte *180.*

Erläuterungen
PFIFFNER, O. A. & WYSS, R. (2025): Blatt 1195 Reichenau. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. *180.*

Titelbilder

Umschlag
Überschiebung des Tros-Kalks der Tschep-Schuppe (oben links) auf die kretazische Sedimentabfolge der Mirutta-Schuppen. Flugaufnahme der Nordostwand des Crap Mats. Breite des abgebildeten Ausschnitts ungefähr 450 m. Foto O. A. Pfiffner.

Karte
Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der vereinfachten tektonischen Nebenkarte des Atlasblatts Reichenau.

Erläuterungen
Nolla-Tonschiefer. Val Aulta südöstlich oberhalb von Domat/Ems (Koord. 2755 420/1186 840). Breite des abgebildeten Ausschnitts ungefähr 50 cm. Foto R. Wyss.

Herausgeber

© 2025, 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 1420-2905
ISBN 978-3-302-40118-8

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 4

Zusammenfassung 5
Resumaziun 7
Riassunto 9
Résumé 11
Summary 13

Einführung 15

Stratigraphie 19
Unterhelvetikum 19
Aar-Massiv 19
Oberhelvetikum 43
Piora-Peiden-Schuppenkomplex 43
Unterpenninikum 45
Grava-Decke 45
Tomül-Decke 50
Quartär 60
Pleistozän 63
Holozän 71

Landschaftsgeschichte 116
Früh- bis mittelpleistozäne Flussgeschichte 116
Letzteiszeitliches Gletschermaximum 116
Holozäne Bergstürze und Seen 118

Tektonik 139
Unterhelvetikum 139
Oberhelvetikum 146
Unterpenninikum 147

Metamorphose 152
Unterhelvetikum 152
Oberhelvetikum und Unterpenninikum 152

Tektonische Entwicklung 158
Postvariszische transtensive Tektonik 158
Mesozoische Extensionstektonik 160
Kompressionstektonik und alpine Orogenese 160

Rezente seismische Aktivität 172
Hydrogeologie 174
Mineralische Rohstoffe 178
Technische Geologie 182
Ur- und Frühgeschichte 186
Literaturverzeichnis 188
Publizierte geologische Karten 197
Beilage 200

VORWORT

Das Atlasblatt Nr. 180 Reichenau des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000 und die dazugehörenden Erläuterungen stellen eine aktuelle, umfassende und detaillierte Bestandsaufnahme der vielseitigen geologischen Gegebenheiten am Übergangsbereich zwischen den unterhelvetischen (Aar-Massiv) und den unterpenninischen (Grava- und Tomül-Decke) Einheiten im Bereich des Zusammenflusses von Vorder- und Hinterrhein dar.

Im Auftrag der Landesgeologie erfolgte 2016–2022 die geologische Aufnahme durch Prof. em. Dr. O. A. Pfiffner und Dr. R. Wyss unter Berücksichtigung der Aufnahmen von Dr. H. Jäckli† (1942–1943), Prof. em. Dr. A. Strasser (1970–1971) und dipl. Geol. S. Sahli (1989–1990). Davor hatte Prof. em. Dr. O. A. Pfiffner von 1971 bis 1975 im Kartengebiet – mit Schwerpunkt im Gebiet Trin–Kunkelspass–Felsberg – bereits Feldarbeiten im Rahmen der Diplomarbeit und der anschliessenden Dissertation ausgeführt.

Die Karte und die Erläuterungen wurden im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission in verdankenswerter Weise von Prof. em. Dr. S. Ivy-Ochs, Prof. em. Dr. W. Winkler, Prof. Dr. J. Mosar, Dr. A. Rauch und Dr. T. Ibele wissenschaftlich begutachtet. Bohrprofile und hydrogeologische Daten wurden von Dr. S. Kock (Amt für Natur und Umwelt Graubünden) zur Verfügung gestellt. Ein vorredaktioneller Abgleich der Karte mit dem digitalen Geländemodell (swissALTI^{3D}), dem Orthophoto und der topographischen Kartengrundlage wurde von Dr. R. Caduff in den Jahren 2021–2022 vorgenommen.

Die Redaktion der Karte und der Erläuterungen erfolgte durch Dr. M. Wiederkehr, das Lektorat durch Dr. S. Strasky. Die Übersetzungen der Zusammenfassung in das Französische, Italienische, Englische und Rätoromanische erfolgte durch Dr. A. Morard, Dr. F. Musso-Piantelli, MSc L. Reynolds und Prof. em. Dr. O. A. Pfiffner. Die kartographische Bearbeitung der Karte sowie die graphischen Arbeiten an den Textfiguren und an der Tafel mit den geologischen Profilen er-folgten durch dipl. Geol. J. Mauvilly, den Schriftsatz gestalteten R. Howald, B. Holzmayr und E. Guanter.

Die Landesgeologie dankt allen Beteiligten für ihre geleistete Arbeit, für ihre Beiträge und für die Weitergabe von Informationen.

Juli 2025

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Die Landschaft im Gebiet von Atlasblatt Reichenau ist geprägt durch das Zusammentreffen dreier Haupttäler: Der Vorderrhein mit der Ruinaulta (Rheinschlucht) und das Churer Rheintal bilden die Grenze zwischen dem Helvetikum und dem Penninikum; die Talung des Hinterrheins gibt einen Einblick in ein Querprofil durch das Penninikum.

Der Bereich des Helvetikums ist mehrheitlich durch Einheiten des Unterhelvetikums aufgebaut. Es handelt sich dabei um die in Schuppen zerlegte autochthone und parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs; von unten nach oben sind dies die Kaminspitz-, Orglen-, Calanda-, Mirutta-, Tschep- und die Maliens-Schuppe. Vorkommen oberhelvetischer Einheiten beschränken sich auf das südwestliche Kartengebiet, wobei diese bis auf den Piora-Peiden-Schuppenkomplex unter der quartären Talfüllung zu vermuten sind. Stratigraphisch gesehen ist die spätpaläozoische Abfolge der Tschep-Schuppe von Interesse. Es handelt sich dabei um die permokarbonischen Vulkanite der Plattenzüg-Formation (früher als «Taminser Kristallin» bezeichnet) sowie deren Unterlage aus spätkarbonischen Sedimentgesteinen der Bifertengrätli-Formation, die aber nur in einem Pipelinestollen angefahren wurden. Frühjurassische Sedimentgesteine treten vereinzelt als nur wenige Meter mächtige Vorkommen von Echinodermenkalk auf. Die spätjurassische Sedimentabfolge wird von der rund 600 m mächtigen Quinten-Formation, welche sich in der Tschep-Schuppe in gut kartierbare Einheiten unterteilen lässt, dominiert. Der tektonische Stil ist gekennzeichnet durch einen klassischen Falten- und Deckenbau, welcher im Jura/Kreide-Stockwerk durch relativ ebenflächige ausgeglättete Überschiebungen gekennzeichnet ist. Die kleinmassstäbliche Deformation zeigt sich an einer durchdringenden Schieferung, welche mehr oder weniger parallel zu den Überschiebungen und den Faltenachsenebenen verläuft und der Calanda-Phase zuzuordnen ist. Die unterhelvetischen Sedimentgesteine wurden im Übergangsbereich Subgrünschieferfazies/Untere Grünschieferfazies schwach metamorph überprägt. Bei den «Goldgruoben» am Calanda wurde im 19. Jahrhundert in den spättriassischen und mitteljurassischen Sedimentgesteinen nicht sehr ergiebig und daher nur kurzzeitig Gold abgebaut.

Als Vertreter des Penninikums sind nur die unterpenninische Grava- und Tomül-Decke im Kartengebiet aufgeschlossen. Infolge Fehlens des Grüngesteinszugs an der Basis der Tomül-Decke ist deren Abgrenzung jedoch unscharf. Innerhalb der Bärenhorn-Formation und des Nolla-Tonschiefers der Tomül-Decke ist nordöstlich des Val Mulin ein massiger Quarzsandstein eingeschaltet. Die dominante Struktur innerhalb der Grava-Decke ist die Südwest-Nordost-streichende Lunschania-Antiform. Die nördlich anschliessende Valzeina-Synform kann nicht zweifelsfrei ausgeschieden werden. Die Tomül-Decke ist durch parasitäre Strukturen der durch das Stätzerhorn ziehenden, nach Norden schliessenden liegenden

Niemet-Beverin-Falte geprägt. Funde von Fe-Mg-Karpholith in der Grava- und der Tomül-Decke sowie im Piora-Peiden-Schuppenkomplex sind Anzeichen einer frühalpinen druckbetonten blauschieferfaziellen metamorphen Überprägung.

Die quartären Lockergesteine spielen im Kartengebiet eine wesentliche Rolle. Erwähnenswert sind die pleistozänen vorletzteiszeitlichen Sedimente der Kunkels-Formation, die aus verkittetem monomiktem Hangschutt bestehen. Mit Ausnahme der höchsten Gipfel nördlich des Rheins war das gesamte Kartengebiet während des letzteiszeitlichen Gletschermaximums mit Eis bedeckt. Die höchsten Erratiker finden sich auf 2100 m ü.M. Seismische Untersuchungen zeigten, dass das Rheintal glazial übertieft ist: Über dem Felsuntergrund, der sich auf ungefähr Meereshöhe befindet, folgt eine glazilakustrische und glazifluviatile Talfüllung, die bis auf rund 400 m ü.M. reicht. Vor 9420 ± 880 Jahren ging der Taminser Bergsturz nieder. Dessen Schuttmasse bildete bei Reichenau einen Riegel quer über das Rheintal und staute Vorder- und Hinterrhein zum Bonaduzersee. Vor 8900 ± 700 Jahren ereignete sich der jüngere Flimser Bergsturz. Die Verteilung der Lithologien in beiden Bergsturzmassen geben Hinweise auf die Kinematik der Sturzprozesse: Während Scherung und Rotation im Ereignis von Tamins vorherrschen, dominieren semikohärentes Blockgleiten beim Niedergang des Flimser Bergsturzes. Die von der Flimser Bergsturzmasse ausgepressten und mobilisierten verflüssigten Lockergesteine der ehemaligen Talfüllung bewegten sich als Suspension einerseits Hinterrhein aufwärts in Richtung Thusis und anderseits nach Osten, wo sie bei Reichenau den Riegel der Taminser Bergsturzmasse durchbrachen und Fragmente dieser Suspension bis nach Chur verfrachtet wurden und dadurch die heutige Tumalandschaft von Domat/Ems entstehen liessen. Sedimentäre Gänge und Entwässerungsröhren zeugen von der gewaltsamen Extrusion des verflüssigten Substrats.

Der vom Flimser Bergsturz gestaute Ilanzersee hatte einen ersten Ausbruch vor 9500–9000 Jahren, wie mesolithische Artefakte auf der dabei entstandenen Schwemmebene von Ransun belegen. Die nachfolgende schrittweise Eintiefung des Vorderrheins in der Ruinaulta zeigt sich an Resten von Terrassen, die an den Hängen über dem heutigen Flusslauf erhalten geblieben sind.

RESUMAZIUN

La cuntrada da l'atlas geologic Reichenau è dominà da trais valladas principalas: la val dil Rein Anteriur cun la Ruinaulta ensemen cun la val dil Rein da Cuira fan il cunfin denter la Zona Penninica e Helvetica, e la val dil Rein Posteriur dat invista en la structura da la zona Penninica.

La Zona Helvetica è furmada essenzialmain dil Helvetic inferior. I sa tracta da la cuvrida da sediments dal massif da l'Aar ch'è per part dislocada e furma ussa differentas squamas: da sut ensi las squamas Kaminspitz, Orglen, Calanda, Mirutta, Tschep e Maliens. Stresas dal Helvetic superiur sa limitan a la part al sidvest, e, danor il complex Piora-Peiden, cuvert da sediments dil Quartar. Dil punct da vista da la stratigrafia è la rasada Paleozoica da la squama Tschep da grond interess. I sa tracta da sediments dal Carbon tardiv (furmaziun Bifertengrätli) e da vulcanits dal Perm (furmaziun Plattenzüg), pli baud numnà «cristallin da Tumein». La furmaziun Bifertengrätli è mo visibla en la galeria dal oleoduct. Sediments dal Giura tempriv èn darar existents e sa preschentan sco satigla rasada da caltschina cun echinoderms. Il Giura tardiv cuntegna la furmaziun Quinten (600 m caltschinas), che po esser sutdividada en pliras unitads (members) sin la carta geologica en la squama Tschep. Il stil tectonic è caracterisà da structuras classicas cun faudas e ruttadiras inversas. Las ruttadiras inversas èn gulivadas atras las calschinas dal Giura e la Rida. A scala detagliada sa mussa la deformaziun alpina tras crappa plattida. Ils plattìs èn orientà parallel à las ruttadiras et las faudas e fan part a la fasa Calanda. Ils sediments dal Helvetic inferiur han subì ina metamorfosa dal tip «Grünschieferfazies» bassa cun temperaturas da varga 250 °C. A la localitad «Goldgruoben» è vegnì explotà da curta durada aur en il 19avel tschientaner. L'aur sa chatta en sediments dal Trias tardiv e Giura mesaun mo senza reder.

En la Zona Penninica èn mo la stresa Grava et Tomül preschents, omisdus fan part dal Penninic inferiur. Pervia la mancanza dals vulcanits è il cunfin denter quellas duas stresas betg evident. La furmaziun Bärenhorn e il platti d'arschiglia Nolla da la stresa Tomül cuntegnan al nordost da Val Mulin in quarzit massiv. Structura dominanta en la stresa Grava è l'antiform Lunschania ch'è orientada sidwest-nordost. La synform Val-zeina che dess esser vischina al nord na po betg esser identificada segir. La stresa Tomül è caracterisada da la fauda Niemet-Beverin ch'è accumpagnada da pitschens faudas parasitaras atras il Stätzerhorn. Scuvertas da Fe-Mg-karpholith demussan che las stresas Grava e Tomül, sco era il complex Piora-Peiden han subì ina metamorfosa dal tip «Blauschieferfazies» cun auta pressiun a l'entschatta da la oroge-nesa alpina.

La crappa lucca dal Quartar represchentan in stgazi important sin la carta geologica Reichenau. Da menziunar spezialmain èn ils sediments Pleistozens da la furmaziun Kunkels, depositа avant il davos temp da glatsch sco gonda monomicta stuccada. Cun excepziun dals pizs pli auts al nord dal Rein era l'entira regiun

cuvierta da glatsch duront il davos temp da glatsch. Ils pli auts blocs erratics sa chattan sin 2100 m sur mar. Perscrutaziun sismica demussa ch'ils glatschers han fatg pli profund la Val dal Rein. Sur la surfatscha dal grip, che sa chatta sin il nivel da la mar, suandan sediments glaziofluvials (sablun, gleta) fin sin circa 400 m sur mar. Avon 9420±880 onns è crudada giu la bova da crappa da Tumein. Siu deposit furmava in rempar a travers la Val dal Rein che bloccava il Rein Anteriur e Posteriur tar il lag da Panaduz. Pli tard, avon 8900±700 onns crudava la bova da crappa da Flem. La distribuziun dals tips da crappa en questas bovas inditgeschan la chinematica dals process enteifer la bova: en cass da Tumein domineschan rotaziun e stumplada, entant ch'a Flem ruclavan gronds blocs aval senza turbulenza. Il culp da la bova da crappa da Flem ha mobilisau e smatgau davent ils sediments glaziofluvials. Quels sediments vegnivan liquids e fluivan sco suspensiun encunter sid prest enfin Tusaun e encunter ost per siglir sil rempar a Reichenau. La suspensiun ha rut atras il rempar e transportà blocs da la bova aval fin Cuira. Las tumas da Domat, Favugn e Cuira èn perditgas da quest eveniment catastrofal. En la bova da crappa da Flem mussan vaus emplenids da sediments glaziofluvials l'extrusiun violenta capitada dal impact.

Il lag da Glion, retegnì da la bova da crappa da Flem, è rut ora per l'emprim avon 9500–9000 onns sco artefacts mesolitics sin la planira alluviala da Ransun cumprovan. La suandonta entagliada dal Rein Anteriur en la Ruinaulta se mussa tras restanzas da terrassas sur il flum actual che correspundan a letgs dal flum d'antruras.

RIASSUNTO

Il paesaggio nella zona del foglio dell'Atlante geologico Reichenau è caratterizzato dall'intersezione di tre valli principali: il Reno Anteriore con la Ruinaulta (gola del Reno) e la valle del Reno di Coira formano il confine tra l'Elvetico e il Pennidico; la valle del Reno Posteriore offre una panoramica trasversale del Pennidico.

La zona dell'Elvetico è costituita prevalentemente da unità dell'Elvetico inferiore. Si tratta di una copertura sedimentaria autoctona e parautoctona articolata in scaglie del massiccio dell'Aar. Dal basso verso l'alto si susseguono le scaglie del Kaminspitz, dell'Orglen, del Calanda, del Mirutta, del Tschep e di Maliens. Le unità dell'Elvetico superiore compaiono solo nella parte sud-occidentale del foglio, dove si ritiene che siano sotto il riempimento vallivo quaternario, fatta eccezione per il complesso di scaglie di Piora-Peiden. Dal punto di vista stratigrafico, è di particolare interesse la sequenza paleozoica tardiva della scaglia del Tschep, costituita dalle rocce vulcaniche permocarbonifere della formazione del Plattenzüg (precedentemente denominata «Taminser Kristallin») e dal loro substrato di rocce sedimentarie tardo-carbonifere della formazione del Bifertengrätli, rilevate tuttavia solo all'interno di una galleria per gasdotti. Le rocce sedimentarie del Giurassico primo compaiono sporadicamente sotto forma di depositi di calcare echinodermico spessi solo pochi metri. La sequenza sedimentaria del Giurassico tardo è dominata dalla formazione Quinten, spessa circa 600 m, che nella scaglia del Tschep può essere suddivisa in unità facilmente cartografabili. Lo stile tettonico è caratterizzato da una classica struttura a pieghe e falde, che nel Jurassico/Cretaceo è caratterizzata da sovrascorrimenti relativamente piatti. La deformazione su piccola scala si manifesta attraverso una scistosità pervasiva, parallela agli sovrascorrimenti e ai piani assiali delle pieghe, attribuibile alla fase Calanda. Le rocce sedimentarie elvetiche inferiore hanno subito una debole metamorfosi in condizioni di facies sub-scisti verdi e di facies a scisti verdi a basso grado. Nelle «Goldgruoben» (miniere d'oro) del Calanda, nel XIX secolo è stato estratto oro in quantità limitata, solo per un breve periodo, dalle rocce sedimentarie del Triassico tardo e del Giurassico medio.

Tra le unità Pennidiche, nel foglio si trovano solo la falda penninica inferiore della Grava e quella del Tomül. La delimitazione della copertura di Tomül è poco chiara a causa dell'assenza di rocce mafiche alla sua base. All'interno della formazione del Bärenhorn e del Nolla-Tonschiefer della falda del Tomül, a nord-est della Val Mulin, si osserva un intercalazione di arenaria quarzosa. La struttura dominante all'interno della copertura Grava è l'antiforme di Lunschania, orientata sud-ovest/nord-est. La sinforme di Valzeina, che si collega a nord, non può essere identificata con certezza.

La falda Tomül è caratterizzata da strutture parassite della piega del Niemet-Beverin, che attraversa lo Stätzerhorn e si chiude verso nord. I ritrovamenti di Ferro-magnesiocarpholite nella falda della Grava e del Tomül e nel complesso di scaglie di Piora-Peiden sono prova di un metamorfismo di facies scisti-blu ad alta pressione tipica di età alpina iniziale.

Le rocce sciolte quaternarie rivestono un ruolo particolarmente importante nel territorio considerato. Da notare i sedimenti pleistocenici della formazione di Kunkels, che sono costituiti da detriti monomictici cementati. A parte le cime più alte a nord del Reno, tutta la regione del foglio era coperta da ghiaccio durante l'ultima glaciazione. I massi erratici più alti si trovano a 2100 m s.l.m. Studi sismici evidenziano che la valle del Reno è stata scavata dai ghiacciai: sopra il substrato roccioso, situato circa al livello del mare, si trova un riempimento glacio-fluviale che arriva fino a circa 400 m s.l.m. La frana di Tamins, avvenuta 9420 ± 880 anni fa, ha provocato lo sbarramento della valle del Reno all'altezza di Reichenau, formando il lago di Bonaduz. Successivamente, 8900 ± 700 anni fa, si è verificata la frana di Flims. L'analisi della distribuzione delle litologie delle due masse franose permette di comprendere la dinamica dei processi: nella frana di Tamins prevalgono scorrimento e rotazione, mentre nella frana di Flims dominano scivolamenti semicoesivi di blocchi. Le rocce sciolte e liquefatte del vecchio riempimento vallivo, mobilizzate dalla frana di Flims, si sono spostate sia in sospensione verso il Reno Posteriore fino a Thusis, sia verso est, dove a Reichenau hanno superato la barriera della frana di Tamins. Parte di questi materiali è stata trasportata fino a Coira, contribuendo a creare l'attuale paesaggio collinare di Domat/Ems. La presenza di cunicoli sedimentari e canali di drenaggio testimonia la violenta espulsione del substrato liquefatto.

Il lago di Ilanz, generato dalla frana di Flims, ha subito una prima esondazione tra 9500 e 9000 anni fa, come dimostrano reperti mesolitici rinvenuti sulla pianura alluvionale di Ransun. Infine, l'approfondimento graduale del Reno Anteriore nella Ruinaulta è testimoniato dai resti di terrazze conservate sui pendii sopra il corso attuale del fiume.

RÉSUMÉ

Le paysage de la région de la feuille Reichenau est marqué par la confluence de trois grandes vallées: la vallée du Rhin antérieur avec la Ruinaulta (gorges du Rhin) et la vallée de Coire (Churer Rheintal) suivent la limite entre l'Helvétique et le Pennique, tandis que la vallée du Rhin postérieur recoupe transversalement les unités penniques.

Le domaine helvétique est principalement constitué d'unités de l'Helvétique inférieur. Il s'agit de la couverture sédimentaire autochtone et parautochtone du Massif de l'Aar, subdivisée en écailles, avec de bas en haut: les écailles du Kaminspitz, de l'Orglen, du Calanda, du Mirutta, du Tschep et de Maliens. En ce qui concerne les unités de l'Helvétique supérieur, seul le Complexe d'écailles de Piora-Peiden affleure dans la partie sud-ouest de la région cartographiée; toutefois, d'autres unités se trouvent vraisemblablement sous le remplissage quaternaire de la vallée du Rhin antérieur. La succession d'âge Paléozoïque tardif de l'Écaille du Tschep est intéressante d'un point de vue stratigraphique. Elle comprend les roches volcaniques permo-carbonifères de la Formation du Plattenzüg (anciennement appelée «Taminser Kristallin») reposant sur les roches sédimentaires du Carbonifère tardif de la Formation du Bifertengrätli, ces dernières n'étant connues que dans la galerie d'un oléoduc. Le Jurassique précoce n'est représenté que par quelques mètres de calcaires échinodermiques, alors que la succession d'âge Jurassique tardif est dominée par la Formation de Quinten, épaisse d'environ 600 m et pouvant être subdivisée cartographiquement dans l'Écaille du Tschep. Le style tectonique est classiquement caractérisé par des plis et des nappes. Au sein de la succession d'âge Jurassique à Crétacé, les chevauchements dessinent des plans relativement lisses. À petite échelle, la déformation se manifeste par une schistosité pénétrative attribuée à la phase Calanda, plus ou moins parallèle aux plans de chevauchement et aux surfaces axiales des plis. La succession sédimentaire de l'Helvétique inférieur a été faiblement métamorphisée, sous des conditions de faciès sub-schiste vert à schiste vert inférieur. Dans les «Goldgruoben» (mines d'or) du Calanda, l'exploitation de l'or dans les roches sédimentaires du Trias tardif et du Jurassique moyen n'a été que de courte durée et peu fructueuse au 19ème siècle.

Dans la région couverte par la carte, le Pennique inférieur n'est représenté que par les nappes de la Grava et du Tomül. Ces deux unités ne sont cependant pas clairement séparables du fait de l'absence du niveau de roches vertes caractérisant la base de la Nappe du Tomül. Dans la Nappe du Tomül au nord-est du Val Mulin, la Formation du Bärenhorn et les Schistes argileux de la Nolla comprennent chacun un niveau de grès quartzitique massif. La structure dominante au sein de la Nappe de la Grava est l'antiforme de Lunschania orientée sud-ouest à nord-est. La synforme de Valzeina qui la borde au nord ne peut pas être distinguée avec certitude. La Nappe du Tomül est marquée par des structures parasites du pli de Nie-

met-Beverin, qui traverse le Stätzerhorn et se ferme vers le nord. La découverte de carpholite ferro-magnésienne dans les nappes de la Grava et du Tomül, ainsi que dans le Complexe d'écailles de Piora-Peiden, est l'indication d'un métamorphisme alpin précoce de haute pression en faciès schiste bleu.

Les roches meubles quaternaires jouent un rôle essentiel dans la région couverte par la carte. On peut mentionner notamment la Formation de Kunkels, un éboulis monomicte cimenté formé au Pléistocène avant la Dernière Période glaciaire. À l'exception des plus hauts sommets situés au nord du Rhin, l'ensemble de la région cartographiée était recouverte de glace pendant le Dernier Maximum Glaciaire. Des blocs erratiques de cette période ont été trouvés à une altitude maximale de 2100 m. Pendant le même temps, la vallée du Rhin a été surcreusée par les glaciers, comme des études sismiques l'ont montré: le soubassement rocheux se situe à peu près au niveau de la mer et est recouvert par environ 400 m de sédiments glaciolacustres et fluvioglaciaires. L'éboulement de Tamins s'est produit il y a 9420 ± 880 ans. Dans la vallée du Rhin, obstruée par la masse de débris près de Reichenau, se forma alors le Bonaduzersee, un lac de barrage alimenté par le Rhin antérieur et le Rhin postérieur. L'éboulement de Flims, plus récent, s'est produit il y a 8900 ± 700 ans. La répartition des lithologies dans les deux masses éboulées donne des indications sur les processus cinématiques en jeu: alors que des phénomènes de cisaillement et de rotation ont prédominé lors de l'événement de Tamins, celui de Flims s'est déroulé par glissement en paquets semi-cohérents. L'impact de la masse de l'éboulement de Flims a déstabilisé et remobilisé les dépôts non consolidés de l'ancien remplissage de la vallée. Ceux-ci ont été transportés sous forme liquéfiée d'une part vers l'amont du Rhin postérieur en direction de Thusis et d'autre part vers l'est, où elles ont franchi le verrou de la masse éboulée de Tamins près de Reichenau et ont même atteint Coire. Les tumas de Domat/Ems sont des reliques de cet événement. Des filons sédimentaires et des structures d'échappement d'eau témoignent également de l'extrusion violente du matériel liquéfié.

Le lac d'Ilanz a résulté de l'éboulement de Flims. Ce barrage a connu une première rupture il y a 9500 à 9000 ans, comme en témoignent les artefacts mésolithiques trouvés dans l'ancienne plaine alluviale de Ransun, formée à cette période. L'approfondissement progressif du Rhin antérieur au niveau de la Ruinaulta est documenté par des restes de terrasses préservés dans les versants au-dessus du cours actuel du fleuve.

SUMMARY

The landscape in the area covered by the Reichenau Atlas sheet is characterized by the convergence of three main valleys: the Vorderrhein, with the Ruinaulta (Rhine Gorge), and the Rhine Valley of Chur together form the border between the Helvetic and Penninic domains; the valley of the Hinterrhein provides a cross-section of the Penninic domain.

The Helvetic domain is composed mainly of lower Helvetic units. These are the autochthonous and parautochthonous sedimentary cover of the Aare Massif, broken up into thrust slices; from bottom to top: the Kaminspitz, Orglen, Calanda, Mirutta, Tschep, and Maliens slices. Occurrences of upper Helvetic units are limited to the southwestern part of the map area where they, with the exception of the Piora-Peiden Slice Complex, are presumed to lie beneath the Quaternary valley fill. From a stratigraphic point of view, the Late Paleozoic sequence of the Tschep Slice is of interest. These are the Permian volcanic rocks of the Plattenzüg Formation (formerly known as the «Taminser Kristallin») and the underlying Late Carboniferous Bifertengrätli Formation, which is only exposed in a pipeline tunnel. Early Jurassic sedimentary rocks occur sporadically as a few meters thick deposits of echinoderm limestone. The Late Jurassic sedimentary sequence is dominated by the approximately 600 m thick Quinten Formation, which can be divided into readily mappable units in the Tschep Slice. The tectonic style is characterized by classic fold-and-thrust structures with relatively smooth thrust faults within the Jurassic/Cretaceous limestones. The small-scale deformation is evident in a pervasive schistosity that runs more or less parallel to the thrust surfaces and fold axial surfaces; it can be attributed to the Calanda phase. The sedimentary rocks of the Lower Helvetic units were weakly metamorphosed in the transition zone between the sub-greenschist facies and the lower greenschist facies. In the 19th century, gold was mined in the Late Triassic and Middle Jurassic sedimentary rocks of the Calanda «Goldgruoben», but the deposits were not very productive and mining was therefore carried out for a brief period only.

The Penninic domain is only represented by the lower Penninic Grava and Tomül nappes in the map area. However, due to the absence of mafic rocks at the base of the Tomül Nappe, the boundary between the two nappes is unclear. A massive quartz sandstone is intercalated within the Bärenhorn Formation and Nolla Tonschiefer northeast of Val Mulin. The dominant structure within the Grava Nappe is the southwest-northeast trending Lunschania Antiform. The Valzeina Synform to the north cannot be conclusively identified. The Tomül Nappe is characterized by parasitic structures of the Niemet-Beverin Fold, which runs through the Stätzerhorn and closes to the north. Fe-Mg carpholite occurrences in the Grava and Tomül nappes and in the Piora-Peiden Slice Complex are evidence of early Alpine pressure-dominated blueschist facies metamorphism.

Unconsolidated Quaternary deposits play an important role in the map area. Worth mentioning are the Pleistocene glacial sediments of the Kunkels Formation, which consist of cemented monomictic slope debris. With the exception of the highest peaks north of the Rhine, the entire map area was covered by ice during the Last Glacial Maximum. The highest erratics are found at 2100 m above sea level. Seismic investigations have shown that the Rhine Valley has been glacially overdeepened: above the bedrock, which is located at approximately sea level, there is a glaciolacustrine and glaciofluvial valley fill that is up to 400 m thick. The Tamins rock avalanche occurred 9420±880 years ago. The debris formed a barrier across the Rhine Valley at Reichenau, damming the Vorderrhein and Hinterrhein rivers to temporarily form Lake Bonaduz. The more recent Flims rock avalanche occurred 8900±700 years ago. The distribution of lithologies within both rock avalanche deposits provides clues to the kinematics of the emplacement processes: while shearing and rotation predominated in the Tamins event, semi-coherent block sliding dominated the development of the Flims rock avalanche. The liquefied unconsolidated sediments of the former valley fill, which were displaced and mobilized by the Flims rock avalanche, moved as a suspension both upstream along the Hinterrhein towards Thusis as well as downstream (eastwards), where it broke through the barrier formed by the Tamins rock avalanche at Reichenau; this suspension was transported as far as Chur, creating the present-day «Tumalandschaft» of Domat/Ems. Sedimentary dykes and elutriation pipes bear witness to the violent extrusion of the liquefied substrate.

The Lake Ilanz, dammed by the Flims rock avalanche, first burst 9500–9000 years ago, as evidenced by Mesolithic artifacts on the alluvial plain of the Ransun gravel, which was created when the lake burst. The subsequent gradual deepening of the Vorderrhein, which formed the Ruinaulta, is evident from the remains of river terraces that have been preserved on the slopes above the present-day river bed.

EINFÜHRUNG

Geographische Übersicht

Das Kartengebiet wird durch den Zusammenfluss von Vorder- und Hinterrhein geprägt. Vom westlich anschliessenden Gebiet von Blatt Flims herkommend verläuft der Vorderrhein durch die in die Bergsturzmasse von Flims eingeschnittene Rheinschlucht (Ruinaulta) bis zum Zusammenfluss mit dem Hinterrhein bei Reichenau, ungefähr in der Mitte des Kartengebiets. Der Hinterrhein fliesst aus dem Domleschg kommend durch das relativ enge Tal zwischen Rothenbrunnen und Rhäzüns und danach, eingeschnitten in die Schwemmebene von Bonaduz und östlich begrenzt durch die Bergsturzmasse von Tamins, bis nach Reichenau. Der vereinigte Rhein fliesst anschliessend von Reichenau, durch die ausgedehnten Schwemmfächer am Ausgang der Täler Val Mulin und Valparghera und insbesondere der Plessur im Stadtgebiet von Chur an die nördliche Talseite gedrängt, in ostnordöstlicher Richtung durch das Churer Rheintal, wo er schliesslich bei Haldenstein das Gebiet von Atlasblatt Reichenau in dessen Nordostecke verlässt.

Die Nordhälfte des Kartengebiets wird durch die südlichen Ausläufer des Kalkgebirges vom Ringelspitz und Calanda, in welches der Kunkelspass markant eingeschnitten ist, geprägt. In der Südhälfte dominieren die aus «Bündnerschiefer» aufgebauten Höhenzüge: im Südwesten die nördlichen Ausläufer des Schlüechtli und, getrennt durch das Safiental, des Crest il Cut; im Südosten durch den nördlichen Ausläufer der Stätzerhorn-Kette mit den Erhebungen des Tgom'Aulta und des Furggabüel. Der östliche Kartengebietsrand verläuft im Tal der Landwasser zwischen Churwalden und Passugg. Die Landwasser mündet bei Araschgen in die Plessur, welche dann nordwestlich der Stadt Chur in den Rhein fliesst.

Die höchste Erhebung im Gebiet von Atlasblatt Reichenau ist der Crap Mats mit 2946 m ü.M. am nördlichen Kartengebietsrand oberhalb von Trin. Der tiefste Punkt liegt bei Haldenstein auf 545 m ü.M., wo der Rhein in der Nordostecke den nördlichen Kartengebietsrand schneidet.

Geologisch-tektonische Übersicht

Das tief eingeschnittene Längstal des Vorderrheins und des vereinigten Rheins (Churer Rheintal) gliedert das Gebiet von Atlasblatt Reichenau in zwei geologisch und morphologisch unterschiedliche Domänen (Fig. 1 und Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»). Nördlich des Vorderrheins und des Rheins liegt das von einer mächtigen Kalkabfolge geprägte Gebirge des Helvetikums, südlich davon die rundlich geschliffenen, kleinräumig zerfurchten Berge, die aus einer dünnbankigen schiefrigen klastischen Gesteinsabfolge des Penninikums – häufig unter der Bezeichnung «Bündnerschiefer» zusammengefasst – aufgebaut sind. Die Grenze zwischen dem Helvetikum und dem Penninikum verläuft entlang des Vor-

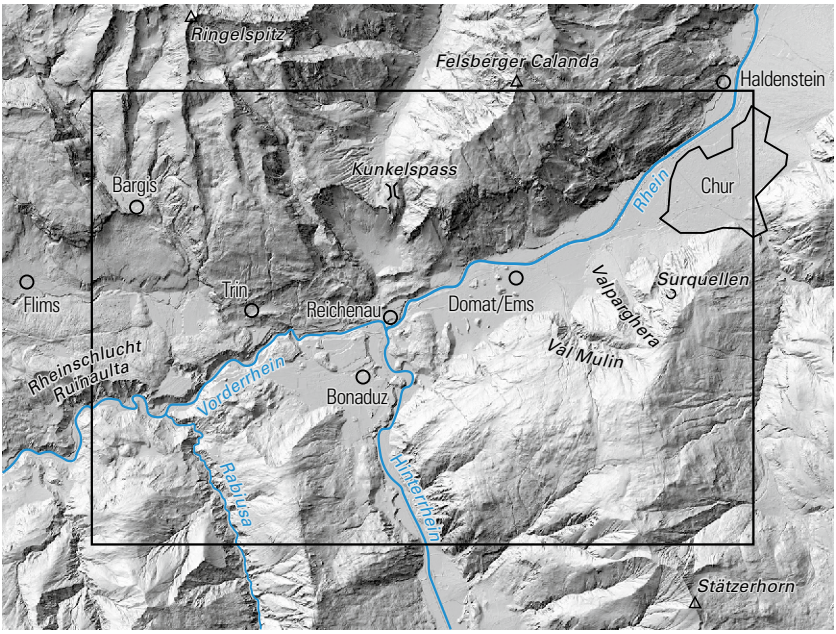


Fig. 1: Digitales Geländemodell (swissALTI^{3D}) des Gebiets von Atlasblatt Reichenau und seiner Umgebung.

derrheins beziehungsweise des Rheins, wobei diese durch die Bergsturzmassen von Flims und Tamins sowie die Alluvion des Rheins überdeckt ist.

Im Helvetikum sind nördlich der Linie Vorderrhein–Rhein die tektonischen Einheiten des Unterhelvetikums im Liegenden der Glarner Hauptüberschiebung aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um in Schuppen gegliederte Anteile der autochthonen bis allochthonen Sedimentbedeckung des *Aar-Massivs*. Die Verrucanogesteine über der Glarner Hauptüberschiebung sind unmittelbar nördlich des Kartengebiets in den Gipfeln des Ringelspitz/Piz Barghis, des Glaserhorns und des Tristelhorns/Piz da Sterls (Atlasblatt Vättis) sowie auf dem Flimserstein/Crap da Flem im Gebiet von Blatt Flims aufgeschlossen. Im Nordwesten sind Einheiten im Liegenden der Tschep-Schuppe – die Mirutta-Schuppen sowie die Calanda-Schuppe – aufgeschlossen. Weitere, noch tiefer liegende Einheiten – die Orglen-Schuppen sowie die Kaminspitz-Schuppe – finden sich nördlich des Kunkelspasses.

Die Talflanken nördlich des Vorderrheins und das Rheins sind am Calanda, am Säsagit und am Crap da Flem durch hohe Felswände, welche hauptsächlich durch die spätjurassische Kalkabfolge der Quinten-Formation aufgebaut sind, geprägt. Die Felswände werden lateral durch Bereiche mit morphologisch sanfteren Talflanken, bedingt durch hangparallel einfallende Gesteinsschichten, abgelöst, wie dies beispielsweise in den Hängen nordwestlich von Chur oder oberhalb von Trin ersichtlich ist (Fig. 1). Die nördlichen Seitentäler des Vorderrheins zeichnen sich ebenfalls durch Talflanken mit hohen Felswänden aus, z.B. zwischen Bargis und La Rusna östlich des Crap da Flem, im Val Lavadignas und entlang des Oberlaufs des Lavoibachs (östlich des Crap Mats). Eine Sonderstellung nimmt die Talung nördlich des Kunkels-passes, ein nach Norden entwässerndes Trockental, ein. Im Gebiet von Atlasblatt Reichenau wird die Ostseite durch hohe Felswände aufgebaut (Flanke des Taminser Calanda), während die Westseite durch eine sanft abfallende bewaldete Talflanke gebildet wird. Weiter gegen Norden in Richtung Vättis ist dieses Tal dann beidseits von imposanten Felswänden flankiert.

Aufschlüsse des oberhelvetischen *Piora-Peiden-Schuppenkomplexes* beschränken sich auf die Südwestecke des Kartengebiets. Es können zwei Schuppen mit frühjurassischen Sedimentgesteinen abgegrenzt werden: Von unten nach oben sind dies die Giera- und die Pianca-Schuppe. Während Letztere nur geringmächtig ist und in den Steilwänden des Brüner Steins tektonisch auskeilt, ist Erstere deutlich mächtiger und lässt sich von Brün über Versam bis an die Rabiusa verfolgen, wo sie von der Bergsturzmasse von Flims überdeckt wird.

Die «Bündnerschiefer» südlich des Vorderrheins und Rheins bestehen aus einer Abfolge von tonig-schiefrigen, teils sandigen und mehrheitlich kalkigen Metasedimentgesteinen. Sie können in zwei tektonische Einheiten unterschieden werden: die liegende Grava-Decke und die hangende Tomül-Decke.

Die *Grava-Decke* setzt sich vom südlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Thusis herkommend in nordöstlicher Richtung fort und erstreckt sich vom südlichen Kartengebietsrand westlich des Hinterrheins über Il Bot und Isla Bella weiter in nordöstlicher Richtung in den Hängen westlich und nördlich unterhalb von Feldis und zieht anschliessend bis ins nördliche Valparghera, wo sie unter die Rheinalluvion abtaucht und im Untergrund von der Glarner Hauptüberschiebung tektonisch abgeschnitten wird. Lithologisch lassen sich, analog dem südlich anschliessenden Atlasblatt Thusis, zwei Einheiten unterscheiden: eine kompetentere Abfolge aus sandigem Kalk und Kalkschiefer und eine weniger kompetente aus Tonschiefer mit Kalkbänken. Die Einheiten sind aber nicht scharf voneinander abzugrenzen und lassen sich lateral nicht als parallele Schichtpakete über das gesamte Kartengebiet verfolgen.

Die *Tomül-Decke* setzt sich, ebenfalls vom südlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Thusis herkommend, über Scheid, Feldis, die Alp Urtgicla und die Spundisköpf gegen Osten fort und nimmt das gesamte südöstliche Kartengebiet ein. Im Gebiet Furggabbüel–Fulhorn liegt die stratigraphische Abfolge invers, da

hier in den höchsten Erhebungen der Verkehrtschenkel der Niemet-Beverin-Falte in der Tomül-Decke aufgeschlossen ist. Am nordöstlichen Kartengebietsrand verläuft die Schichtfolge hangparallel und lässt sich gegen Malix und Churwalden verfolgen.

Die stratigraphische Gliederung der Tomül-Decke ist gut differenzierbar und basiert weitestgehend auf derjenigen des südlich anschliessenden Atlasblatts Thusis. Vom Liegenden zum Hangenden können die Bärenhorn-Formation, der Nolla-Tonschiefer, der Nolla-Kalkschiefer und die Carnusa-Formation ausgeschieden werden. Ausnahmen dieser Schichtabfolge sind mächtige Einschaltungen von dichtem kalkigem Quarzsandstein, einerseits innerhalb der Bärenhorn-Formation im Gebiet südwestlich von Chur und anderseits im Nolla-Tonschiefer, der ab den Nesselböden nördlich unterhalb der Spundisköpf deutlich massiger und kalkigsandiger ausgebildet ist.

Die Bergrücken im Penninikum sind rundlich und weisen ein die Schichtköpfe nachzeichnendes Streifenmuster auf, welches parallel zum Haupttal Vorderrhein–Rhein verläuft (Fig. 1). Darin eingeschnitten sind markante Talungen mit scharfen Rändern sowie kleinräumigere Runsen. Im Westen ist dies das Safiental, im Osten, zwischen Domat/Ems und Chur sind es die Täler Val Mulin, Valparghera und der Abfluss der Surquellen. Entlang des Hinterrheins weist insbesondere dessen rechte Talflanke grössere Einschnitte auf wie das Val da Sched und das Val da Pedra. Während die rundlichen Bergformen mit den sich durchpausenden Schichtköpfen im Verlauf der Letzten Eiszeit durch die Gletscher abgeschliffen wurden, sind die tiefen Einschnitte und Runsen erst nach dem Abschmelzen der Gletscher vom abfliessenden Oberflächenwasser angelegt worden.

STRATIGRAPHIE

UNTERHELVETIKUM

AAR-MASSIV

Die stratigraphische Abfolge der unterhelvetischen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs reicht im Kartengebiet vom Spätpaläozoikum bis in die Kreide (vgl. dazu die Zusammenstellung der verschiedenen im Kartenmassstab kartierbaren Schichtglieder in Fig. 2). Vorkommen älterer Anteile, das heisst Spätpaläozoikum bis Trias, sind auf die Tschep-Schuppe beschränkt, kretazische Sedimentgesteine sind hauptsächlich als Teil der Calanda-Schuppe und der Mirutta-Schuppen grossflächig aufgeschlossen. Jurassische Sedimentgesteine sind in allen tektonischen Einheiten dominierend vorhanden.

Die autochthone und parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs kann im Kartengebiet in mehrere Schuppen gegliedert werden (vgl. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200000»). Von unten nach oben sind dies die Kaminspitz-, Orglen-, Calanda-, Mirutta-, Tschep- und die Maliens-Schuppe.

Die *Kaminspitz-Schuppe* tritt nur im Gebiet nördlich von Oberkunkels am Nordrand des Kartengebiets zu Tage. In den wenigen Aufschlüssen entlang der Lawinenzüge ist ausschliesslich spätjurassischer Kalk der Quinten-Formation aufgeschlossen.

Die *Orglen-Schuppen*, die bei den Orglen im nördlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Vättis im Liegenden der Calanda-Schuppe als geringmächtige Schuppen aus spätjurassischen bis kretazischen Sedimentgesteinen auftreten, werden als überfahrene Front der Calanda-Schuppe interpretiert. Im Gebiet Bernets Planggen–Oberkunkels am Nordrand des Kartengebiets bilden die Orglen-Schuppen zwei kleinere, grösstenteils von quartären Lockergesteinen überlagerte Späne von «Unterem Quintner Kalk».

Die *Calanda-Schuppe* umfasst beidseits der Talung von Kunkels spätjurassischen Kalk der Quinten-Formation. Östlich von Schavuna, in der Nordwestflanke des Taminser Calanda, kann man die verschiedenen Kartiereinheiten über mehrere Lawinenzüge hinweg korrelieren. Westlich von Schavuna bauen sie die Felswände des Spitzig Steins auf. Im nordwestlichen Kartengebiet, in den Felswänden unter dem Culm da Digg und der Alp Lavadignas, umfasst die Calanda-Schuppe eine spätjurassische bis kretazische Abfolge.

Die *Mirutta-Schuppen* bestehen östlich der Kunkelspass-Querstörung im Ober Lauizug aus einer eng verfalteten jurassischen Kalkabfolge, welche sich lithologisch nicht von jener der liegenden Calanda-Schuppe und der hangenden Tschep-Schuppe unterscheidet. In der Ostwand des Crap Mats liegt eine vierfache Repeti-

Kreide
Jura
Trias
Karbon–Perm
Späte Kreide
Frühe Kreide
Später Jura
Mittl. Jura
Spät. Trias
Mittl. Trias
Tur.
Cén.
Apt.
Barr.
Haut.
Val.
Berr.
Tith.
Kimm.
Oxf.
Cal.
Aal.
Dogger
Malm
Quinten-Formation
«Oberer Quintner Kalk»
Seewen-Fm.
Garschella-Fm.
Schrattenkalk-Fm.
Tierwis-Fm.
Helv. Kieselkalk
Betlis-Fm.
Öhrli-Fm.
Zementstein-Fm.
Tros-Kalk
Korallen führender Kalk
«Malmbrekzie»
«Unterer Kalk»
«Mergelband»
«Unterer Quintner Kalk»
Schilt-Fm.
Reischiben-Fm.
Bommerstein-Fm.
Quarten-Fm.
Röti-Fm.
Mels-Fm.
Plattenzüg-Fm.
Bifertengrätli-Fm.
Stad-Fm.
Bürgen-Fm.
Amden-Fm.
Tschep-Schuppe
Miruttа-Schuppen
Maliens-Schuppe
Calanda-Schuppe
Orglen-Schuppen
Kaminspitz-Schuppe
200 m
150 m
100 m
50 m
0 m

tion der kretazischen Kalkabfolge vor, die aber nicht zugänglich ist. Zwischen Crap Mats und Tschep Sura sind die kretazischen Einheiten jedoch fensterartig aufgeschlossen und von STRASSER (1972) eingehend beschrieben worden. In der Nordwestecke des Kartengebiets bestehen die Mirutta-Schuppen hauptsächlich aus kretazischen Sedimentgesteinen, die oberhalb von Bargis Teile der Westflanke des Tschep und den Südgrat des Piz Mirutta aufbauen. Bei Bargis quert die Mirutta-Schuppe die Talung; sie besteht hier grösstenteils aus Tros-Kalk und untergeordnet aus «Oberem Quintner Kalk».

Die *Tschep-Schuppe* macht im Kartengebiet flächenmässig den grössten Teil des Unterhelvetikums aus. Von Haldenstein in der nordöstlichen Kartengebietsecke über das Calanda-Massiv zur Alp Mora und Fidaz sind hauptsächlich spätjurassische Kalke (Malm) aufgeschlossen. Nördlich von Domat/Ems sowie östlich und westlich von Tamins finden sich permokarbonische Vulkanite sowie triassische und mitteljurassische Sedimentgesteine. Vorkommen von frühkretazischen Kalken beschränken sich auf Öhrli-, Zementstein- und Betlis-Formation, die allerdings lediglich als Erosionsreste auf dem Felsberger Calanda, dem Crap Mats, dem Tschep Sut und dem Flimserstein erhalten sind, bei letzterem zusätzlich Helvetischer Kieselkalk und Schrattenkalk-Formation.

Die *Maliens-Schuppe* wird als abgescherter Verkehrtschenkel der obersten Falte der Tschep-Schuppe gedeutet und bildet nördlich von Trin eine kleine Klippe aus mittel- und spätjurassischen Sedimentgesteinen.

Spät- bis postvariszische Metasedimente und Vulkanite

Während des Spätpaläozoikums lag das Gebiet des künftigen Unterhelvetikums im Bereich des sich im Abtrag befindlichen variszischen Gebirges (VON RAUMER et al. 2013, PFIFFNER 2015). Grossräumige Dehnungstektonik verursachte die Bildung diverser tektonischer Gräben, welche mit klastischen Sedimenten aus dem umliegenden Gebiet gefüllt wurden. So wurden während des Karbons im östlichen Aar-Massiv lokal vulkanoklastische Gesteine abgelagert. Im Bifertenfenster im Tödi-Gebiet sind in der Bifertengrätli-Formation Kohle führende Sedimentgesteine des späten Karbons aufgeschlossen, die in Ästuarien und Seen abgelagert wurden (FRANKS 1968). Mit der Bifertengrätli-Formation vergleichbare Sedimentgesteine sind im Stollen der Oleodotto del Reno SA (Stolleneingang bei Koord. 2752 600/1189 560 an der Strasse entlang des nördlichen Rheinufers nordwestlich von Domat/Ems) im Untergrund des Kartengebiets angetroffen worden. Während des Perms hielt die Grabenbildung mit kontinentaler Sedimentation in den Gräben an. Südlich des östlichen Aar-Massivs senkte sich der Graben des Glarner

Fig. 2: Stratigraphische Sammelprofile der helvetischen Schichtreihe für die im Kartengebiet vorkommenden Schuppen der autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (im Kartengebiet nicht aufgeschlossene Einheiten sind in aufgehellten Farben dargestellt).

Verrucanos ein. An dessen Rändern konnten Schmelzen aufsteigen und oberflächennah eindringen und sich verfestigten beziehungsweise bis an die Erdoberfläche gelangen und in Form von Lava ausfliessen. Die Abtragungs- und Umlagerungsprodukte dieser Vulkanite finden sich heute als Lagen oder Komponenten innerhalb des Verrucanos der Grabenfüllung. Ein solcher ehemaliger Vulkankomplex befand sich am Nordrand des Glarner Verrucano-Trogs, dessen Relikte heute im Gebiet von Atlasblatt Reichenau als Vulkanite der Plattenzüg-Formation erhalten geblieben sind.

h_P Plattenzüg-Formation
Spätes Karbon – Frühes Perm

Die Vorkommen von Epidot führendem Albit-Serizit-Chloritschiefer – in der Literatur häufig als Grünschiefer bezeichnet – nordöstlich von Tamins (Unterlauf des Lavoibachs; Koord. 2749 500/1188 500), bei den Plattenzüg (nördlich von Domat/Ems im Bereich der Gemeindegrenze zwischen Felsberg und Tamins; Koord. 2752 620/1189 750) und am nördlichen Fuss der Burgstelle Wackenau sowie gegenüber bei der Mündung des Maliensbachs (Val Maliens) in den Vorderrhein (Koord. 2747 800/1187 720) wurde von den früheren Autoren MILCH (1896), ALB. HEIM (1921) und HÜGI (1941) als «Taminser Kristallin» bezeichnet. Nähere petrographische Untersuchungen durch BÄCHTIGER (1965, 1966) und PFIFFNER (1972) offenbarten aber eindeutig, dass es sich um durchwegs vulkanische Gesteine handelt. Die Vermutung liegt nahe, dass diese Vulkanite entlang von Brüchen am Nordrand des Glarner Verrucano-Trogs gefördert wurden (PFIFFNER 2015). Somit dürften diese Vulkanite gleich alt sein wie der Glarner Verrucano, für den LETSCH et al. (2015) ein permisches Alter angeben, mit vulkanischen Phasen im Frühen (vor 285 Ma) und im Mittleren Perm (vor 268 Ma).

Die Hauptmasse der permischen Vulkanite bildet ein Epidot führender Albit-Serizit-Chloritschiefer, welcher als ein ehemals basisches magmatisches Gestein, ein sogenannter Spilit, gedeutet wird. Gestützt wird diese Interpretation durch das Auftreten von teilweise mit Sekundärmineralen gefüllten ehemaligen Variolen (Gasblasen), die dem Gestein eine charakteristische Textur, in der Literatur als «Mandelsteinstruktur» beschrieben, verleihen (Fig. 3). Diese ehemaligen Variolen sind mit Epidot, Quarz, Kalzit und/oder Feldspat sekundär gefüllt. Oberflächlich können diese Sekundärfüllungen herausgewaschen sein und somit das Vorhandensein von hohlen Variolen vortäuschen. Das Gestein ist alpin deformiert und weist meist eine Schieferung auf (BÄCHTIGER 1965, 1966, PFIFFNER 1972). Aufgrund dieser alpinen Überprägung wurden die Variolen und ihre sekundäre Füllung deformiert, so dass keine Aussagen hinsichtlich der ursprünglichen Fliessrichtung der Laven gemacht werden können. Nebst den Variolen sind vielfach millimetergrosse dunkelgrüne Chloritschmitzen in einer hellgrünen Matrix zu erkennen.

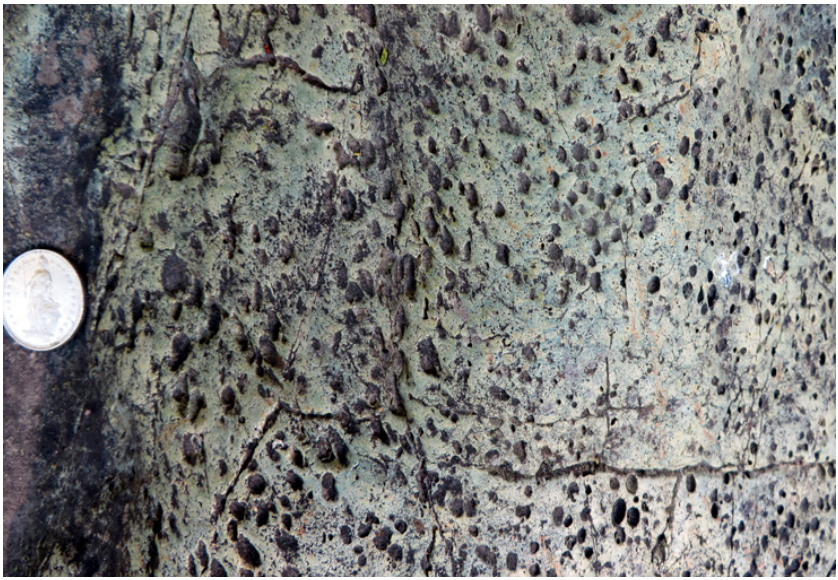


Fig. 3: Epidot führender Albit-Serizit-Chloritschiefer (Spilit) mit ehemaligen Variolen, die mit rekristallisiertem Epidot, Quarz, Kalzit und/oder Feldspat sekundär gefüllt sind («Mandelsteinstruktur»). Block unterhalb Plattenzüg (Koord. 2752 640/1189 550). Foto O. A. Pfiffner.

Unterhalb des Mundlochs des Pipelinestollens der Oleodotto del Reno SA liegen im Rheinbett (Koord. 2752 630/1189 530) grössere Blöcke von Kissenbasalt, die von BÄCHTIGER (1966) näher untersucht wurden. Die Kissen weisen einen hellgrünen epidotreichen Kern von 20–50 cm Durchmesser und einen dunkelgrünen chloritreichen 2–5 cm mächtigen Saum auf. Die petrographische Zusammensetzung des Kissenbasalts entspricht derjenigen des eingangs beschriebenen Spilits. Im anstehenden Fels konnten in den Spilitvorkommen allerdings nirgends Kissenstrukturen beobachtet werden. Es muss deshalb noch offengelassen werden, ob es sich bei den besagten Kissenbasaltblöcken um Sturzblöcke aus den Felswänden der Plattenzüg handelt, oder ob diese beim Ausbruch des ehemaligen Bonadzersees als Folge des Niedergangs des Flimser Bergsturzes hierher verfrachtet wurden.

Im obersten Teil der Spilitvorkommen tritt in den Plattenzüg auf 900 m ü. M. (Koord. 2752 430/1189 900) ein rund 10 m mächtiger Lagergang eines Dazits auf. Ein weiterer Lagergang findet sich am nördlichen Fuss der Burgstelle Wackenau; dieser ist aber wegen des Quarzgehalts als Rhyodazit anzusprechen.

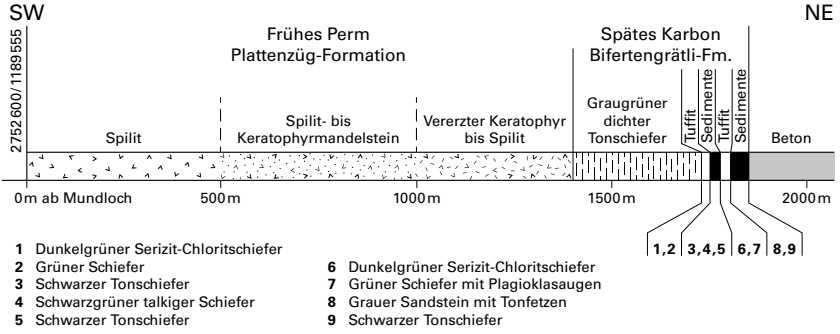


Fig. 4: Stollenprofil des Pipelinestollens der Oleodotto del Reno SA.

Im Dach des Spilits ist als jüngster Vertreter dieser Vulkanitabfolge eine 10–20 m mächtige Lage von Tuff und Tuffit anzutreffen. Bei diesem Gestein handelt es sich um einen grünbraun-violett gefleckten serizitisch glänzenden Phyllit, der als ehemaliger Aschentuff zu deuten ist (BÄCHTIGER 1966). Selten treten dunkelgraue Lagen von Kristall-Lapilli führendem Tuff auf.

Im Pipelinestollen der Oleodotto del Reno SA (Stolleneingang nördlich Domat/Ems bei Koord. 2752 600/1189 550) wurden im Anschluss an die Vulkanitabfolge der Plattenzüg-Formation, vom Mundloch ausgehend ab Stollenmeter 1350, schwarzer Tonschiefer, Sandstein mit Tonfetzen, graugrüner kalkiger Tonschiefer und Tuffit angetroffen. Diese Sedimentgesteinsabfolge, die sich mit den Gesteinen der *Bifertengrätli-Formation* im Tödigebiet vergleichen lässt (FRANKS 1968), erstreckt sich über 500 m nach Ostnordosten bis zu Stollenmeter 1850 (Fig. 4). Da die Stollenachse die Streichrichtung unter kleinem Winkel schneidet, ist deren Mächtigkeit allerdings deutlich kleiner als 500 m, dürfte aber sicher mehr als 10 m betragen. Ab Stollenmeter 1850 ist die Tunnelwand betoniert.

Der Sandstein enthält 0,1–0,5 mm grosse schwach gerundete Quarzkörner, die rund 25 % des Gesteins ausmachen, und bis mehrere Millimeter grosse schwarze Tonfetzen umgeben von einer Matrix aus Quarz, Serizit und einem kalzitischen Sekundärzement. Im Sandstein eingeschaltet sind Bänke von (Sub-)Grauwacke mit bis 5 mm grossen Quarz- und Plagioklaskomponenten.

Die Tuffitlagen enthalten makroskopisch sichtbare grüne chloritreiche Schmitzen und bis 1mm grosse idiomorphe, allerdings zersetzte, Plagioklaskristalle in einer Matrix aus feinstkörnigem Quarz, Serizit und Karbonat.

Das Erscheinungsbild des schwarzen Tonschiefers mutet anthrazitisch an. Der Kohlenstoffgehalt beträgt allerdings nur etwas mehr als 1 Gew.-%, der Volumenanteil des kohligen Pigments variiert zwischen 5 und 10 %. Der graugrüne

dichte Schiefer weist eine Lamination auf und zeigt serizitisch glänzende Schieferungsflächen. Im frischen Bruch riecht das Gestein nach Ton. Vereinzelt treten bis zu 1 cm mächtige hellgraue Linsen mit einem dünnen chloritischen Rand auf.

Autochthone und parautochthone Sedimentbedeckung

Die triassischen Sedimentgesteine dokumentieren den Übergang von einem kontinentalen (Mittlere Trias) in ein ozeanisches Ablagerungsmilieu auf der sich entwickelnden Schelfplattform (Jura). Der Sandstein der Mels-Formation transgrediert einerseits auf frühpaläozoische Kristallingesteine (wie dem Tamina-Gneiskomplex im Gebiet von Atlasblatt Vättis) und anderseits, wie im vorliegenden Kartengebiet, auf permokarbonische Vulkanite. Darüber folgen flachmarine Ablagerungen der Röti-Formation und schliesslich kontinentale Bildungen der Quarten-Formation.

Zu Beginn des Juras war der Bereich des heutigen Kartengebiets Teil einer Hochzone, dem Alemannischen Land, geprägt durch ein kontinetales Ablagerungsmilieu (TRÜMPY 1949). In der Sedimentbedeckung des Aar-Massivs (Tschep-Schuppe) manifestiert sich diese Hochzone durch eine grössere Zeitlücke von der Späten Trias bis weit in den Frühen Jura. In der Tschep-Schuppe setzte die Sedimentation erst im spätesten Frühen Jura (spätestens frühes Toarcien) mit wenigen Metern der «Basisbildungen» (basales Mols-Member der Bommerstein-Formation, DOLLFUS 1965) wieder ein. Im Mittleren Jura senkte sich die Hochzone als Folge der Dehnungstektonik auf dem europäischen Kontinentalrand ab und es setzte eine weiträumige Transgression ein, die das Alemannische Land grösstenteils überflutete. Zu Beginn wurden hauptsächlich klastisch dominierte Sedimentgesteine abgelagert (Dogger). Anschliessend etablierte sich im Späten Jura eine Karbonatplattform, auf welcher die mächtige hemipelagische Kalkabfolge der Quinten-Formation abgelagert wurde (Malm). Die Ablagerungsbedingungen blieben tendenziell flachmarin, was durch die auftretende Korallenriff-Fazies untermauert wird. Für die Kartierung dieser Kalkabfolge hatte sich schon früh die Unterteilung in «Unterer Quintner Kalk», «Mergelband» und «Oberer Quintner Kalk» als sehr nützlich erwiesen. Im Dach dieser Trilogie lässt sich zusätzlich noch der Tros-Kalk als eigenständige Kartiereinheit abgrenzen. Mit Hilfe dieser Unterteilung können die tektonischen Verhältnisse innerhalb des Kartengebiets einerseits nachvollzogen und anderseits kartographisch gut dargestellt werden. Altersmässig reicht die Quinten-Formation vom späten Oxfordien bis ins frühe Berriasien.

Die Ablagerungsbedingungen der kretazischen Sedimentgesteine im Helvetikum waren von einem subsidierenden Schelf geprägt, wodurch grosse Mächtigkeitsunterschiede von Norden nach Süden hervorgerufen wurden. Das Unterhelvetikum im Gebiet von Atlasblatt Reichenau gehört zum ehemaligen nordhelvetischen Faziesbereich, in welchem die Mächtigkeiten generell gering sind. Es dominieren im Allgemeinen Kalkabfolgen, die Mergelabfolgen des Südhelvetikums hingegen

fehlen weitgehend. Die Schelfsedimentation des Helvetikums war von synsedimentären Abschiebungen begleitet (FUNK 1985, PFIFFNER 2015) und da die Karbonatproduktion mit der Subsidenz Schritt halten konnte, nehmen die Mächtigkeiten an den Abschiebungen lateral rasch zu.

Die komplette kretazische Sedimentabfolge ist nur im nordwestlichen Teil des Kartengebiets, in der Calanda-Schuppe und den Mirutta-Schuppen, erhalten. Die Mächtigkeiten der einzelnen Formationen schwanken dort infolge tektonischer Überprägung allerdings beträchtlich.

t_M Mels-Formation

?Olénékien – Anisien

Der Quarzsandstein der Mels-Formation konnte nur an einem im Zuge des Strassenausbaus angelegten, heute völlig überwachsenen Strassenanschnitt südlich des Lavoibachs bei Tamins (Koord. 2749 620/1188 350) und an der Mündung des Maliensbachs (Val Maliens) in den Vorderrhein (Koord. 2747 800/1187 720) angetroffen werden. An allen anderen Kontakten zwischen den permokarbonischen Vulkaniten der Plattenzüg-Formation und den triassischen Sedimentgesteinen fehlt er wahrscheinlich primärstratigraphisch bedingt. Bei der Mels-Formation handelt es sich um einen schwach rostbraun anwitternden weisslichen grobkörnigen Quarzsandstein, der rund 80 % Quarz- und etwa 5 % Feldspatkomponenten führt. Zwischengelagerte serizitische Tonhäutchen verleihen dem massigen Quarzsandstein eine undeutliche grobe Bankung. Die Mächtigkeit beträgt maximal rund 6 m. GISLER et al. (2007) konnten die Mels-Formation in der Zentralschweiz mittels Pollenanalysen ins Anisien stellen.

t_R Röti-Formation

Anisien – Ladinien

Die Röti-Formation besteht grösstenteils aus Dolomit, dem namengebenden Röti-Dolomit, und weist im Kartengebiet insgesamt eine Mächtigkeit von etwa 85 m auf (PFIFFNER 1972). Die Basis der Röti-Formation bildet ein 2–5 m mächtiger orange anwitternder dünnbankiger Dolomit, der als Teil des «Unteren Rötidolomits» ein Äquivalent der «Dunkelzug-Schichten» gemäss BRUNNSCHWEILER (1948) darstellt. Darüber folgt lokal, wie beispielsweise am Lavoibach westlich von Tamins, eine etwa 5 m mächtige Rauwacke. Dabei handelt es sich um einen Dolomit und Kalzit führenden Zellendolomit, dessen Zellen Durchmesser von maximal 0,5 mm aufweisen und mit Dolomit gefüllt sind, während die Zellwände aus Kalzit bestehen. Der Hauptteil der Röti-Formation, der Röti-Dolomit, besteht aus einem ockergelb bis grau anwitternden gebankten Dolomit mit einer Mächtigkeit von 60 m. Darüber folgt eine etwa 10 m mächtige Abfolge von dünngebanktem Dolomit mit Bänken von 1–3 cm Mächtigkeit («Plattendolomit» nach BRUNNSCHWEILER

1948). Im Dach der Röti-Formation, beziehungsweise des «Plattendolomits» tritt eine etwa 5 m mächtige sedimentäre monomikte Dolomitbrekzie («Knauerbrekzie») auf. Diese besteht im unteren Teil aus einem fleischrot gefleckten Dolomit, der nach oben in eine rötliche monomikte Brekzie übergeht. Im oberen Teil dieser monomikten Brekzie sind die eckigen Dolomitkomponenten durchschnittlich 3–5 cm gross, wobei die Grösse zwischen 1 und 25 cm relativ stark streuen kann, und lokal tritt eine sandig-kalkige Matrix auf. Im Stollen der unteren Goldgruob bei Tschengels (Koord. 2752 540/1190 200) ist zu beobachten, dass die eckigen Dolomitkomponenten bänderartig angeordnet sind, was eine Bildung durch Thixotropie, das heisst Zerbrechen einer etwas härteren Dolomitlage bei gleichzeitiger Verflüssigung der umgebenden weicheren Dolomitlagen und anschliessender Verfestigung, als plausibel erscheinen lässt. Bei den dolomitischen Gesteinen der Röti-Formation handelt es sich um einen homogenen mikritischen Dolomit, dessen ockergelbe Anwitterung lediglich beim «Unteren Rötidolomit» und bei der «Knauerbrekzie» ins Orange oder sogar ins Rötliche abweicht.

Im Kartengebiet ist die Röti-Formation in den Felswänden westlich von Tschengels (Koord. 2752 000/1190 200) und in den nach Süden exponierten Hängen zwischen Tamins und Trin aufgeschlossen. Das Alter der Röti-Formation konnte von GISLER et al. (2007) dank einer Muschelfauna als Anisien–Ladinien bestimmt werden.

t_R Quarten-Formation

Carnien–Norien

Die Quarten-Formation besteht aus einer heterogenen Abfolge von weinrotem, grünem bis violettem Quarzsandstein und schiefrigem Tonstein sowie einer gelblichen Feinbrekzie (PFIFFNER 1972). Die Gesamtmächtigkeit ist schwankend, beträgt im Mittel rund 30 m. Aufschlüsse der Quarten-Formation finden sich bei der Lokalität Goldgruoben (Koord. 2752 500/1190 500) und westlich von Tschengels beim Taminser Grüabli (Koord. 2751 940/1190 275), sowie entlang des Lavoibachs (auf 1110 m ü.M.) und im Val Maliens (zwischen 625–705 und 975–1100 m ü.M.). Über das genaue Alter der Quarten-Formation kann nur spekuliert werden, da bislang keine Fossilien gefunden wurden; vermutet wird Carnien–Norien (BRUNNSCHWEILER 1948).

An der Basis der Quarten-Formation finden sich entlang des Val Maliens (auf 740 und 1150 m ü.M.) 5–10 m mächtige Vorkommen von weissem, grünem und weinrotem Quarzsandstein («Basisschichten» von BRUNNSCHWEILER 1948). Es folgen etwa 10 m weinroter serizitisch glänzender Tonschiefer («Untere Tonschiefer») und anschliessend 3–7 m heller Quarzsandstein («Geröllhorizont»), in welchem eine gelbliche Brekzie mit eckigen Dolomitkomponenten eingeschaltet ist. Diese Brekzie, deren Komponenten petrographisch nicht vom Dolomit der Röti-Formation zu unterscheiden sind, tritt im gesamten Kartengebiet auf. Deutlich schlechter auf-

geschlossen ist der im Hangenden folgende etwa 10 m mächtige weinrote bis violette Tonschiefer («Obere Tonschiefer»).

l_6-i_3 Bommerstein- und Reischiben-Formation

Die mitteljurassischen Sedimentgesteine werden – basierend auf den detaillierten Untersuchungen von DOLLFUS (1965) – in zwei Formationen gegliedert, welche aber im Kartenmassstab 1:25 000 infolge der geringen Mächtigkeit der Reischiben-Formation nicht separat dargestellt werden konnten. Im Gegensatz dazu ist wegen seiner Einzigartigkeit das basale Mols-Member als eigene Kartiereinheit ausgeschieden, wobei die nur sehr geringmächtigen Vorkommen aus Gründen der Lesbarkeit auf der Karte in ihrer Grösse stark übertrieben dargestellt wurden. Die Gesamtmächtigkeit der mitteljurassischen Sedimentabfolge (Dogger) beträgt 50–60 m, wovon der Hauptteil auf die Bommerstein-Formation entfällt. Aufschlüsse mitteljurassischer Sedimentgesteine sind am Fuss der markanten Felswand nördlich oberhalb Tschengels im Abschnitt vom Taminser Grüabli zu den Goldgruoben und weiter zur Hohegg anzutreffen. Weitere Vorkommen finden sich in den Hängen um Trin in Höhenlagen zwischen 800 und 1200 m ü.M.

l_6-a_1 *Basales Mols-Member («Basisbildungen»)*

frühes Toarcien – frühes Aalénien

In Anlehnung an die lithologisch und stratigraphisch vergleichbaren Sedimentgesteinsvorkommen im Gebiet von Blatt Vättis (Vättis-Fossilbrekzie und Echinodermenkalk, LÖPFE & WOHLWEND 2024) werden mit dem Sammelbegriff «Basisbildungen» (DOLLFUS 1965) im Kartengebiet alle Sedimentgesteine zusammengefasst, die vermutlich grösstenteils während des spätesten Frühen Juras abgelagert wurden. Gemäss DOLLFUS (1965) handelt es sich dabei um ein transgressives basales Element des Mols-Members der Bommerstein-Formation.

Gesteine des basalen Mols-Members konnten nur an zwei Stellen nachgewiesen werden: beim Taminser Grüabli (Koord. 2751 940/1190 275) und beim Mundloch der mittleren Goldgruob (Koord. 2752 490/1190 500). Die lithologische Zusammensetzung dieser beiden Vorkommen ist unterschiedlich. Beim Taminser Grüabli folgt über einer Quarzsandsteinbank der Quarten-Formation eine knapp 10 cm mächtige Brekzienlage mit bis zu 1 cm grossen gelblichen eckigen Dolomitkomponenten umgeben von einer schwarz glänzenden tonigen Matrix. Darüber folgt ein 1 m mächtiger dunkelgrauer Echinodermenkalk mit bis zu 2 mm grossen Echinodermenfragmenten. Beim Vorkommen an der mittleren Goldgruob ist ein nur wenige Meter mächtiger grobspätiger Echinodermenkalk aufgeschlossen. Die Echinodermenkomponenten sind bis zu 5 mm gross.

Wie eingangs erwähnt, lassen sich diese Gesteine lithologisch mit denjenigen aus dem Chrüzbachtobel (Atlasblatt Vättis) vergleichen. Dort folgt über einer 1,5 m

mächtigen Fossil führenden Brekzie mit Dolomitkomponenten (Vättis-Fossilbrekzie) ein 1 m mächtiger dunkelgrauer Fossil führender Echinodermenkalk gefolgt von einem 5 m mächtigen grauen fossilfreien Echinodermenkalk. Mittels Ammonitenfunde konnte ein Toarcien-Alter für die Fossil führenden Sedimentgesteine bestimmt werden (TOLWINSKI 1910, TRÜMPY 1949, LÖPFE & WOHLWEND 2024).

Das Fehlen der frühjurassischen Sedimentgesteine erklärt sich durch die paläogeographische Lage auf dem Alemannischen Land (TRÜMPY 1949), welches zu jener Zeit ungefähr dem Bereich des heutigen Aar-Massivs entsprach. Die Vorkommen von Dolomitbrekzie weisen auf ein damaliges beträchtliches Paläorelief hin.

Bommerstein-Formation (ohne «Basisbildungen»)
frühes – mittleres Aalénien

Vorkommen von schwarzem, ebenflächigem schiefrigem Tonstein des Mols-Members an der Basis der Bommerstein-Formation sind ungefähr 1 m mächtig. Stratigraphisch aufwärts nehmen Einschaltungen von sandigen Linsen auf kurzer Distanz rasch zu. Im Bachbett des Val Maliens (auf 1110 m ü. M., Koord. 2747 980/ 1188 830) tritt im Mols-Member neben dem schiefrigen Tonstein eine rund 1 m mächtige Bank eines grauen dolomitischen Spatkalks auf. Das Mols-Member (ohne «Basisbildungen») wird altersmässig ins späteste Toarcien und basale Aalénien gestellt.

Die Bommerstein-Formation enthält eine Abfolge von grauen knorrigen schiefrigen Quarzsandsteinlagen, welche von schwarzen Tonflasern durchzogen sind. Im mittleren Teil der Abfolge treten Einschaltungen von 5–30 cm mächtigen hellgrauen massigen kalkigen Quarzsandsteinlagen auf. Im oberen Teil finden sich neben dem von Tonflasern durchzogenen knorrigen Quarzsandstein Bänke von grobkörnigem Quarzsandstein und rotbraun anwitterndem sandigem Echinodermenkalk. Die knorrige Ausbildung der Quarzsandsteinlagen wurde nach DOLFUSS (1965) bereits synsedimentär durch submarine Strömungen und Gleitbewegungen sowie durch wühlende sedimentfressende Organismen angelegt. Für die Bommerstein-Formation wird ein Bildungsalter im Aalénien angegeben.

Reischiben-Formation
spätes Aalénien – mittleres Callovien

Die Reischiben-Formation ist im Kartengebiet maximal 2 m mächtig und besteht hauptsächlich aus einem grauen feinspätigen Kalk, in dem vereinzelt Echinodermenspatplättchen zu erkennen sind. Lokal erscheint dieser spätige Kalk gelblich gefleckt, oder liegt als gelbbrauner Echinodermenkalk mit bis zu 3 mm grossen Echinodermenbruchstücken vor. Basierend auf Fossilienfunden wird für die Reischiben-Formation ein Bajocien-Alter angegeben.

Das oberste Schichtglied der Reischiben-Formation bildet der Blegi-Eisenoolith. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen 0,3 und 2 m. Das Gestein wittert meist orange an, ist im Bruch aber grün bis grau, selten orange. Die Eisenooide sind konzentrisch gebaut und umgeben von Schalen aus Chamosit und Kalzit, die teilweise durch limonitisierten Hämatit dunkel pigmentiert sind. Vereinzelt treten Ooide auf, die zu idiomorphen Magnetitkristallen umgewandelt wurden. Die Ooide sind umgeben von einer kalkigen mikritischen Matrix; sie weisen eine elliptische Form auf und zeigen keine bevorzugte Orientierung (PFIFFNER 1977). Das Vorhandensein von Eisenooiden deutet auf eine stark kondensierte Abfolge und Mangelsedimentation hin (KUGLER 1987). Im Val Maliens (Koord. 2747 990/1188 860) und unter der Hohegg (Koord. 2752 960/1190 900) tritt im obersten Teil der Reischiben-Formation ein Fossilhorizont mit Ammoniten, Belemniten, Gastropoden und dickschaligen Muscheln auf. Das Alter des Blegi-Eisenooliths reicht vom spätesten Bajocien bis ins mittlere Callovien (DOLLFUS 1965).

i_{4-5} Schilt-Formation

spätes Callovien – spätes Oxfordien

Im Kartengebiet kann die Schilt-Formation lithologisch dreigeteilt werden: Im unteren Teil dominiert ein gelb gefleckter knolliger Kalk («Schilt-Kalk»), in der Mitte ein gelbbraun anwitternder, teilweise kalkiger Mergel («Schilt-Mergel») und im oberen Teil ein bräunlich grauer Kalk (Mürtschen-Member). Da die Gesamtmächtigkeit nur 30m beträgt, ist eine Unterteilung in «Schilt-Kalk», «Schilt-Mergel» und Mürtschen-Member im Kartenmassstab 1:25000 nicht möglich.

Die Schilt-Formation der Tschep-Schuppe zieht östlich des Kunkelspasses als ein fast durchgehendes Band von den Goldgruoben über Hohegg bis nach Felsberg. Westlich des Kunkelspasses zieht dieses Band nördlich von Sgai durch und lässt sich mehr oder weniger lückenlos bis nach Trin (Denter Craps) verfolgen. Die Aufschlüsse nördlich Maliens gehören zur Maliens-Schuppe. In allen anderen Schuppen sind im Kartengebiet keine Vorkommen der Schilt-Formation aufgeschlossen. Altersmässig reicht die Schilt-Formation vom späten Callovien bis ins späte Oxfordien.

Der «Schilt-Kalk» besteht aus einem 5 m mächtigen massigen intensiv gelb gefleckten, oft knolligen, mikritischen Kalk. Die gelben Flecken werden durch Ankerit, oder einem Zwischenglied der Ca-Mg-Fe-Karbonatmischreihe, verursacht. An Fossilfunden finden sich Echinodermenfragmente (Crinoiden und Ophiurenwirbel), *Ammodiscus* (?) sp. und nicht weiter bestimmbare rotalide Foraminiferen (PFIFFNER 1972).

Der «Schilt-Mergel» ist etwa 15 m mächtig und besteht aus einer Abfolge von bräunlich grau anwitterndem serizitisch glänzendem Mergel bis Kalkmergel mit einzelnen Bänken aus massigem mikritischem Kalk. An Fossilien finden sich Belemniten, Muscheln und Echinodermenfragmente (PFIFFNER 1972).

Das Mürtschen-Member ist rund 10 m mächtig und besteht an der Basis aus einem leicht gelb gefleckten Kalk, der nach oben in einen bräunlichen Kalk übergeht, welcher dann fliessend vom grauen gebankten Kalk des «Unteren Quintner Kalks» abgelöst wird. Die Bankung in dieser Abfolge ist im unteren Teil kaum ausgeprägt und wird nach oben zusehends deutlicher. An Fossilien sind Belemniten, Echinodermenfragmente sowie ein fraglicher Kalkschwamm (PFIFFNER 1972) gefunden worden.

Quinten-Formation

spätes Oxfordien – frühes Berriasien

Die Quinten-Formation kommt als einzige Formation zumindest in Teilen in allen Schuppen der autochthonen und parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs vor und lässt sich im Kartengebiet in mehrere Kartiereinheiten unterteilen. Für die Kartierung und die Analyse der tektonischen Strukturen und des Schuppenbaus sind vor allem die vier informellen lithostratigraphischen Member «Unterer Quintner Kalk» ($\mathbf{i_{5-6}}$), «Mergelband» ($\mathbf{i_7}$), «Oberer Quintner Kalk» ($\mathbf{i_8}$) und Tros-Kalk ($\mathbf{i_{8T}}$) von Bedeutung (ARN. HEIM 1916, MOHR 1992). Der «Obere Quintner Kalk» kann noch zusätzlich in «Unterer Kalk», «Malmbrekzie» ($\mathbf{i_{8b}}$) und Korallen führender Kalk ($\mathbf{i_{8k}}$) gegliedert werden (Fig. 2), wobei ersterer im Kartengebiet nicht explizit ausgeschieden wurde. Die komplette Quinten-Formation einschliesslich aller Untereinheiten ist im Kartengebiet nur in der Tschep-Schuppe aufgeschlossen.

$\mathbf{i_{5-6}}$ *«Unterer Quintner Kalk»*

Der «Untere Quintner Kalk» ist in der Tschep-Schuppe rund 100 m mächtig. Dort zieht er als zusammenhängendes Band von Felsberg am Fuss der markanten Felswand bis zum Kunkelspass, dann nördlich von der Ostwand des Vogelsteins nach Westen durch das Lawoitobel bis in die Hänge nördlich von Trin. Östlich und nördlich von Trin Mulin baut er die Felswände bei Crap Sogn Parcazi sowie jene linkseitig der Turnigla auf. Schliesslich sind einzelne Aufschlüsse im Wald östlich und südlich Fidaz zu erwähnen, welche die basale Gleitfläche des Flimser Bergsturzes markieren. Ein gutes Profil durch den «Unteren Quintner Kalk» findet sich in den Aufschlüssen nördlich von Felsberg.

Mit einer Mächtigkeit von rund 200 m ist der «Untere Quintner Kalk» der Calanda-Schuppe nördlich des Kunkelspasses in den Tobeln östlich von Schavuna praktisch doppelt so mächtig wie in der Tschep-Schuppe.

Beim «Unteren Quintner Kalk» handelt sich um einen gebankten grau anwitternden, im frischen, splittrigen Bruch dunkelgrauen mikritischen Kalk. Die Bankung ist im unteren Teil mittel bis grob (Bankmächtigkeit 30–100 cm), im mittleren Teil weniger ausgeprägt (40–150 cm), und im oberen Teil wieder ausgeprägter

und vor allem deutlich feiner (5–10 cm). Charakteristisch sind unregelmässig verlaufende rötliche – über rosa bis weinrote und weisse – zentimetergrosse Flecken und millimetermächtige Striemen. Vereinzelte Echinodermenfragmente findet man überall in der Abfolge. Im mittleren Teil können einzelne zentimetermächtige Bänke mit Echinodermenfragmenten, Quarz und autigenem Feldspat beobachtet werden.

i_7 *«Mergelband»*

Das «Mergelband» ist rund 20 m mächtig. In der Tschep-Schuppe zieht es als dünnes Band vom Schiessplatz Sand westlich von Chur nach Westen durch die hohen Wände des Calanda nördlich von Domat/Ems bis zum Kunkelspass und von der Ostwand des Vogelsteins bis zum Lawoitobel (Koord. 2748 600/1189 700). Überdeckt durch die darüberliegende Maliens-Schuppe zieht das «Mergelband» in die Talflanke östlich der Turnigla bis auf die Höhe von Bargis. Schliesslich ist es noch im Bereich der Abrissnische des Bergsturzes von Fidaz zu sehen.

Das «Mergelband» besteht aus einer Wechsellagerung von 5–7 cm mächtigen Lagen aus grauem mikritischem Kalk und 0,5–2 cm mächtigen Lagen von leicht bräunlichem Mergelkalk (Fig. 5, PFIFFNER 1972). Im mittleren Teil sind die Mergelkalklagen lateral kontinuierlich zu verfolgen, während sie im unteren und oberen Teil lateral etwas schlierig verlaufen. Der Kalk ist leicht dolomitisch mit einem Dolomitgehalt von bis zu 5 % und 0,01 mm grossen Dolomitkörnern; zudem enthält er etwa 1 % diffus verteiltes Pigment. Jeweils an der Untergrenze der Mergelkalklagen nimmt der Gehalt an diffus verteiltem Pigment sowie von Quarz und Dolomit innerhalb von 0,1 mm markant zu (Gehalt an Pigment steigt auf ca. 10 %, an Quarz auf 1–2 %, an Dolomit auf 25 %). In den Mergelkalklagen ist dieses Pigment in Schnüren konzentriert, wobei die Anzahl dieser Pigmentschnüre in den obersten 0,1 mm der Mergelkalklagen jeweils stark zunimmt. An der Grenze zur nächsten Kalklage verschwindet der Pigmentgehalt schlagartig um sich in Richtung nächster Mergelkalklage wieder neu aufzubauen. Das gesamte «Mergelband» besteht aus etwa 200 bis 350 solcher Kalk-Mergelkalk-Zyklothemen. Interessant in diesem Zusammenhang ist die Tatsache, dass im «Mergelband» Echinodermenfragmente fehlen. Westlich von Chur, im Zielhang des Militärschiessplatzes beim Arabühel (Koord. 2756 100/1191 590), weisen die Mergelkalklagen eine rötliche Färbung auf, was auf die Anwesenheit von Fe-Hydroxid zurückzuführen ist und an die hydrothermalen Bildungen des Erzhorizonts im «Plattenkalk» des Eisenbergwerks Gonzen bei Sargans erinnert («Plattenkalk» ist die dortige lokale Bezeichnung für das «Mergelband»).

i_8 *«Oberer Quintner Kalk»*

Der «Obere Quinter Kalk» hat eine Gesamtmächtigkeit von rund 500 m und lässt sich im Kartengebiet in drei Einheiten unterteilen (PFIFFNER 1972): Eine



Fig. 5: Wechsellagerung von mikritischem Kalk und Mergelkalk des «Mergelbands». Zafrinis nördlich von Felsberg (Koord. 2755 900/1191 400). Foto O. A. Pfiffner.

Abfolge von Kalk im unteren Teil, gefolgt von einem Paket mit Einschaltungen von «Brekzien», Kalk und Echinodermenkalk («Malmbrekzie», $\mathbf{i_{8b}}$), das im oberen Teil in einen Korallen führenden Kalk ($\mathbf{i_{8k}}$) übergeht. Diese drei Einheiten können im Feld jedoch nur bedingt abgegrenzt werden, da die Übergänge meist diffus sind und oft kleinräumige Wechsel auftreten. So wurde der «Untere Kalk» nicht als eigenständige Einheit ausgeschieden, sondern mit dem «Oberen Quintner Kalk» zusammengefasst dargestellt. Die «Malmbrekzie» und der Korallen führende Kalk konnten nur in der Tschep-Schuppe abgegrenzt werden.

Der «Untere Kalk» ist ungefähr 150 m mächtig und folgt direkt über dem «Mergelband». Es handelt sich um einen dunkelgrauen feingebankten Kalk, der vereinzelt Echinodermenfragmente führt. Nach oben wird die Bankung zunehmend undeutlicher und der Kalk erscheint deutlich heller bis teilweise hellgrau, was ihn vom «Unteren Quintner Kalk» unterscheidet. Charakteristisch ist der auffallend splittrige Bruch. Der «Untere Kalk» geht fliessend in den Normaltyp des «Oberen Quintner Kalks» über, der aus einem grauen schlecht gebankten mikritischen Kalk besteht.

i_{8b} *«Malmbrekzie»*

Im mittleren Teil des «Oberen Quintner Kalks», der ungefähr 300 m mächtig ist, kommen neben Kalk und Echinodermenkalk auch Einschaltungen von «Malmbrekzie» vor. Als charakteristisches und eindeutiges Indiz für den «Oberen Quintner Kalk» ist die «Malmbrekzie» von besonderem Interesse und wurde, wo grössere, im Kartenmassstab 1:25000 gut darstellbare Vorkommen auftreten, auf der Karte als separate Einheit ausgeschieden. Die Vorkommen bilden stellenweise nahezu stratiforme Einschaltungen, treten aber sehr oft auch als isolierte Körper von bis zu 100 m Durchmesser innerhalb des grauen Kalks des «Oberen Quintner Kalks» auf. Neben den innerhalb der Tschep-Schuppe verbreitet und ausgedehnt auftretenden Vorkommen im Gebiet Tegia Sut oberhalb von Trin beschränken sich die Vorkommen in der Kaminspitz- (Ober Lauizug, Koord. 2750 950/1193 350) und der Calanda-Schuppe (Ober Lauizug, Koord. 2751 350/1192 890; Gebiet westlich des Spitzig Steins, Koord. 2747 000/1193 825) sowie in den Mirutta-Schuppen (nördlich des Baldachopfs, Koord. 2747 900/1192 870) um eher unregelmässig geformte 10–30 m mächtige Linsen.

Die Bezeichnung «Malmbrekzie» ist allerdings irreführend und geht auf die photogeologische Karte von HELBLING et al. (1948) zurück, wo das Gestein zum ersten Mal ausgeschieden wurde. Es handelt sich dabei nämlich nicht um ein klastisches Sedimentgestein sondern um einen massigen dolomitisierten Kalk ohne erkennbare Schichtung (Fig. 6). PFIFFNER (1972) konnte im Gebiet des Calanda sechs verschiedene Typen unterscheiden:

- gesprenkelter Typ,
- Typ mit eckigen Komponenten (Durchmesser der Komponenten bis 1 cm),
- Typ mit rundlichen Komponenten (Durchmesser der Komponenten bis 1 cm),
- löchriger Typ,
- bräunlicher sandiger Typ,
- Typ mit herauswitternden weissen Schlieren und Knollen.

Der Dolomit, dessen Gehalt bei allen Typen zwischen 30 und 70 Gew.-%. beträgt, liegt häufig als euhedrale bis 0,5 mm grosse Kristalle vor. Die Dolomitisierung ist sekundär, lokal kann jedoch beobachtet werden, dass sich Bänke aus hellgrauem bis weisslichem mikritischem Dolomit seitlich auflösen, was auf eine Kopplung von Dolomitisierung und Dedolomitisierung hinweist.

Die Vorkommen von «Malmbrekzie» sind umgeben von einem hell- bis schwarzgrauen mikritischen Kalk, der meist Echinodermenfragmente führt. Lokal tritt ein Riffkalk mit Korallenbruchstücken und Seeigelstacheln auf, in welchem ein Korallenstock von PFIFFNER (1972) als *Thecosmilia magna*, Thurmann (Lithodendron) bestimmt werden konnte. Im mikritischen Kalk sind Calpionelliden, *Saccocoma* und fragliche Globochaeten und Radiolarien (PFIFFNER 1972) anzutreffen.

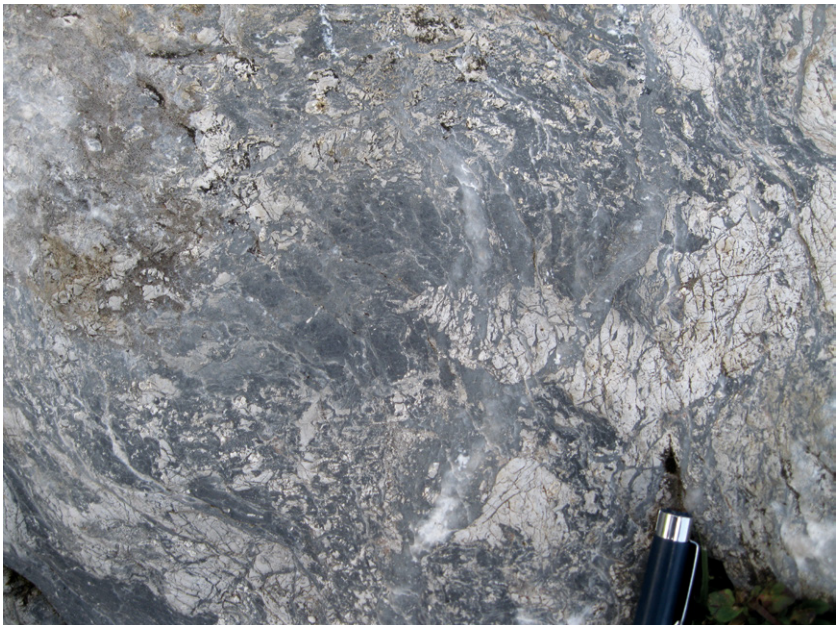


Fig. 6: Massiger dolomitisierter Kalk ohne erkennbare Schichtung («Malmbrekzie»). Alp Mora (Koord. 2746 400/1190 700). Foto M. Wiederkehr.

Den oberen Teil des «Oberen Quintner Kalks» bildet ein mittelgrauer gebankter Echinodermenkalk (Biosparit), in welchem die bis zu zentimetergrossen und nicht oder nur schlecht gerundeten Echinodermen bis 25 Vol.-% ausmachen (PFIFFNER 1972). Entlang des Lavoibachs konnte ein mehrere Zentimeter grosses Bruchstück einer Bryozoenkolonie sowie Fragmente von dünnschaligen Muscheln beobachtet werden.

i_{8k} *Korallen führender Kalk*

Der ungefähr 20–25 m mächtige Korallen führende Kalk geht fliessend aus dem Echinodermenkalk hervor, was sich im zunehmend verbreiteten Auftreten von Korallen manifestiert. Die Korallen bilden weisse, unscharf begrenzte Flecken, welche das Gestein röhrenartig durchziehen und vereinzelt noch erhaltene Septenstrukturen aufweisen. Die im Schnitt unter 1 mm grossen Echinodermenbruchstücke sind etwas kleiner und spärlicher als im liegenden Echinodermen-

kalk. Nebst Korallen und Echinodermen treten im Gestein zusätzlich noch Muscheln auf. Einschliesslich des Korallen führenden Kalks tritt zudem ein grauer Kalk, der mit dem in den liegenden Schichtgliedern vorkommenden «Oberen Quintner Kalk» vergleichbar ist, auf. Gut zugängliche und ausgedehnte Vorkommen des Korallen führenden Kalks finden sich auf dem Plateau des Taminser und Felsberger Älpli.

i_{8T} *Tros-Kalk*

Am verbreitetsten kommt der Tros-Kalk in der Tschep-Schuppe vor und weist westlich des Kunkelspasses eine Mächtigkeit von maximal 300 m auf, während diese gegen Osten im Gebiet des Calanda auf 60–70 m abnimmt. Untergeordent tritt der Tros-Kalk zusätzlich in der Calanda-Schuppe sowie in den Mirutta-Schuppen auf. Im unteren Teil erscheint der Tros-Kalk ungeschichtet, wohingegen im oberen Teil massige Bänke auszumachen sind. Im Allgemeinen zeigt der Tros-Kalk eine hellgraue bis teilweise schneeweisse Anwitterung (Fig. 7), die vor allem im unteren ungeschichteten Teil im Gelände deutlich und charakteristisch zur Geltung kommt, da dieser aufgrund der ausgeprägten Schieferung zur Bildung von vegetationsfreien Flächen («Planggen») neigt. Der Kalk selbst ist mit Korngrössen von maximal 0,2 mm grobkörniger als derjenige des «Oberen Quintner Kalks»; er zerbröselt leicht und fühlt sich deshalb leicht sandig an. Im frischen Bruch zeigt der Tros-Kalk ein marmorähnliches, von OBERHOLZER (1933) als «salinisch» bezeichnetes Aussehen. An Fossilien sind lokal gerundete Echinodermenbruchstücke und Korallenstöcke vorhanden (Fig. 7, PFIFFNER 1972).

c_{1Z} **Zementstein-Formation**

frühes–mittleres Berriasien

Mit einer Mächtigkeit von 25–30 m ist die Zementstein-Formation am Güllenchopf im Calandagebiet (Tschep-Schuppe) am mächtigsten ausgebildet und kann hier grob in drei Teileinheiten gegliedert werden. Der untere Teil ist ungefähr 15 m mächtig und besteht aus einer Wechsellagerung von hellgrauen massigen, dem Tros-Kalk ähnlichen, rund 1 m mächtigen Kalkbänken und dunkelgrauem mergeligem bioklastischem mikritischem Kalk (Biomikrit), der reich an Echinodermenfragmenten ist (u.a. Seeigelstacheln). Im mittleren, rund 10 m mächtigen Teil tritt dunkelgrauer bioklastischer mikritischer Kalk (Biomikrit) auf, der reichlich Bryozoen, Echinodermenfragmente, Trümmer von Muschelschalen sowie weitere unbestimmbare Mikroorganismen führt (PFIFFNER 1972). Im ungefähr 5 m mächtigen oberen Teil dominiert ein schwarz glänzender schiefriger Mergel mit geringmächtigen Einschaltungen von Kalk.

In den Mirutta-Schuppen und in der Calanda-Schuppe ist die Mächtigkeit der Zementstein-Formation mit rund 10 m beziehungsweise 12–15 m deutlich geringer

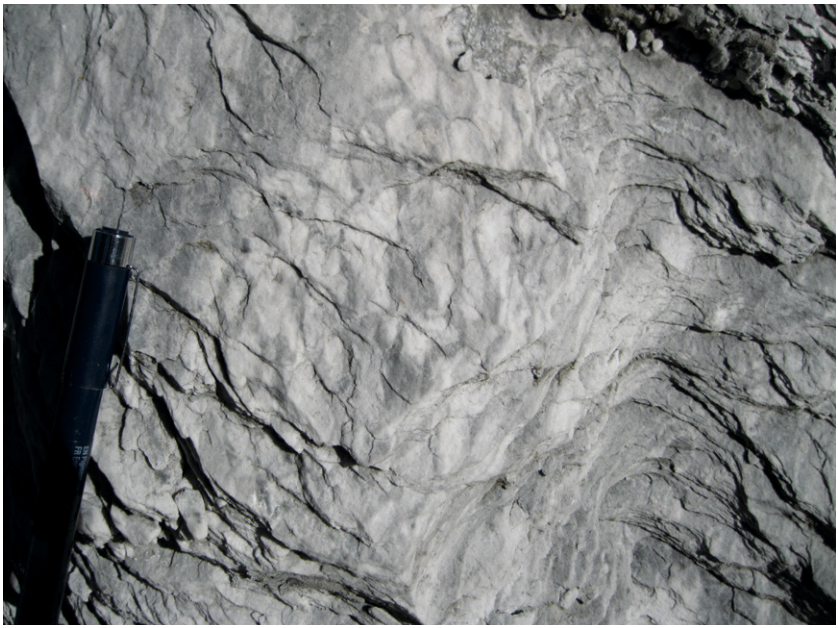


Fig. 7: Hellgrauer bis weisser feinschiefriger Tros-Kalk mit Korallenstock. Alp Mora (Koord. 2746 400/1190 700). Foto M. Wiederkehr.

und entsprechend konnte die Zementstein-Formation im Kartenmassstab 1:25 000 bis auf wenige Ausnahmen nicht als eigenständige Einheit ausgeschieden werden und wurde deshalb kartographisch der Öhrli-Formation zugeordnet. Es handelt sich hierbei um einen grau anwitternden dünnplattigen bioklastischen mikritischen Kalk mit Echinodermentrümmern und grobsparitischem Kalzit und serizitisch glänzenden Schichtflächen. Der schiefrige Mergel fehlt hier weitestgehend.

Die Zementstein-Formation wird als neritische Bildung gedeutet, die aus den Korallenriffablagerungen des Tros-Kalks hervorgeht (STRASSER 1972).

$c_{1ö}$ Öhrli-Formation

mittleres–spätes Berriasien

Der Kalk der Öhrli-Formation geht direkt aus der Zementstein-Formation hervor. Die im südlichen helvetischen Faziesraum vorhandenen Mergel – früher als «Öhrli-Mergel» bezeichnet, heute der Palfris-Formation zugeordnet – fehlen

vollständig. Im Gebiet Güllenchopf – Felsberger Calanda – Calandaboden am nördlichen Kartengebietsrand bildet die Öhrli-Formation der Tschep-Schuppe eine 60 m mächtige Abfolge von auffallend braun anwitterndem gebanktem Spatkalk, der durch ein ockergelb anwitterndes Band aus dolomitischem mikritischem Kalk mit Echinodermenbruchstücken in einen unteren und oberen Teil gegliedert wird. Dieses «dolomitische Band» kann auch weiter nördlich am Berger Calanda (Atlasblatt Vättis, LAMBERT 1971) sowie im Westen am Crap Mats (STRASSER 1972) und im Gebiet der südlichen Hausstockgruppe (TRÜMPY 1944) nachgewiesen werden. Während der untere Teil als Mikrit und Pelmikrit mit teilweise umgelagerten Intra- und Bioklasten angesprochen werden kann, handelt es sich beim oberen Teil um einen fossilreichen Pelsparit, teilweise Oosparit mit stellenweise erhöhtem Dolomitanteil. Die Intraklasten sind gut gerundet und machen im Schnitt rund 50 Vol.-% des Gesteins aus (PFIFFNER 1972). Die karbonatischen Komponenten enthalten onkolithische Intraklasten, Seeigelstacheln, Bryozoen sowie Schalentrümmer von Mollusken, die von einer mikrosparitischen Matrix umgeben sind (Grösse der Echinodermenspatplättchen: 4–10 μm). Der Quarzgehalt kann im unteren Teil bis zu 15 % betragen.

Mit einer Mächtigkeit von rund 10 m ist die Öhrli-Formation der Miruttа-Schuppen deutlich geringmächtiger und besteht hier aus einem gelbgrau anwitternden gebankten spätigen Kalk mit 0,1–2 mm grossen Intraklasten (meist angerundete Echinodermentrümmer), die von einer mikrosparitischen Kalzitmatrix umgeben sind. Der Quarzgehalt beträgt ungefähr 10 % und der Quarz ist als 0,05–0,15 mm grosse Körner im Kalk vorhanden.

Für die Öhrli-Formation der Calanda-Schuppe gibt STRASSER (1972) im Lavadignasgebiet eine Mächtigkeit von rund 5 m an. Der hier leicht gelblich anwitternde plattige onkolithische Kalk weist im oberen Teil zusätzlich auch oolithische Einschaltungen auf. Als biogene Intraklasten finden sich auch Trümmer von Korallen, was für eine Bildung in küstennahem Flachwasser mit lokalen Korallenriffen spricht.

c_{2B} Betlis-Formation
frühes Valanginien

In der Tschep-Schuppe bildet die Betlis-Formation am Felsberger Calanda nördlich des Güllenchopfs (Atlasblatt Vättis) und am südlichen Calandaboden ein gelblich bis braun anwitterndes rund 20 m mächtiges Felsband (BLUMENTHAL 1912), das direkt über dem Kalk der Öhrli-Formation folgt. Es handelt sich um einen Bio- und Intraklasten führenden oolithischen Mikrosparit, dessen Anteil an mikritischer Matrix im Vergleich zum Kalk der Öhrli-Formation signifikant geringer ist. An Komponenten sind onkolithische Intraklasten – teilweise mit aufgearbeiteten Intraklasten im Kern («Intraintraklasten») –, herauswitternde kieselige Bioklasten (v.a. Bruchstücke von Muscheln und Echinodermen, Fig. 8) und Ooide



Fig. 8: Betlis-Formation. Bioklastischer Kalk mit herauswitternden kieseligen Bruchstücken von Muscheln und Echinodermen. Lavadignas Miez (Koord. 2743 680/1192 520).
Foto M. Wiederkehr.

zu erwähnen, wobei die Intraklasten im Vergleich zur Öhrli-Formation kleiner sind; der Quarzgehalt ist mit rund 5 % ebenfalls geringer.

In den Mirutta-Schuppen und der Calanda-Schuppe ist die Betlis-Formation mit maximal 10 m (BLUMENTHAL 1912) deutlich geringmächtiger als in der Tschep-Schuppe und konnte entsprechend im Kartenmassstab 1:25 000 bis auf wenig Ausnahmen – in der Regel ausgedehntere Aufschlüsse (Dip Slope) – nicht als eigenständige Einheit ausgeschieden werden und wurde daher kartographisch der Öhrli-Formation zugeordnet. Wie in der Tschep-Schuppe dominiert ein gelblich bis braun anwitternder Bio- und Intraklasten führender oolithischer Mikrosparit. STRASSER (1972) beschreibt im Lavadignasgebiet (Calanda-Schuppe) ein massenhaftes Auftreten von verkieselten Muschelschalen (*Alectryonia, ?Escogyra*) sowie Seelilienstielglieder (Pentacrinus, Fig. 8) und Bruchstücken von Korallenstöcken und Bryozoenriffen, was auf Bildungsbedingungen in küstennahem Flachwasser hinweist. Eine wenige Meter mächtige zurückwitternde Wechsellagerung von gelb-

lich anwitterndem Kalk und Mergel an der Basis der Betlis-Formation könnte mit dem Spitzern-Member verglichen werden. Im Val Lavadignas zwischen den Alphütten Lavadignas Sut und Lavadignas Miez konnte STRASSER (1972) im Dach der Betlis-Formation das Pygurus-Member nachweisen. Es handelt sich hierbei um einen 5 m mächtigen, dem «Betlis-Kalk» vergleichbaren, sandigen grobspätigen Echinodermenkalk, der jedoch schwarze herauswitternde Phosphoritknollen führt und einen höheren Gehalt an detritischem Quarz aufweist. Direkt darüber folgt ein harter Glaukonit führender Sandkalk, welcher der Gemsmättli-Bank an der Basis des Helvetischen Kieselkalks entspricht (STRASSER 1972). Unabhängig von der stratigraphischen Zugehörigkeit dieses Sandkalks ist das Vorkommen von Stilpnomelan, welcher aus dem Glaukonit hervorgegangen ist, erwähnenswert.

Ein in den Mirutta-Schuppen vorkommender, rund 1 m mächtiger, braun anwitternder leicht mergeliger Kalk im Liegenden der Betlis-Formation kann mit dem Vitznau-Mergel korreliert werden (STRASSER 1972).

c_3 Helvetischer Kieselkalk

frühes Valanginien – spätes Hauterivien

Der Helvetische Kieselkalk kommt im Kartengebiet in der Tschep- und der Calanda-Schuppe sowie in den Mirutta-Schuppen vor und besteht typischerweise aus einer gut geschichteten Wechsellagerung von schwarzgrauem kieseligem Kalk und Mergel. Im Lavadignasgebiet tritt hingegen ein ungefähr 10 m mächtiger gelblich grau anwitternder dunkelgrauer schiefriger kieseliger Kalk auf. Die Basis des Helvetischen Kieselkalks bildet der Glaukonit führende Sandkalk der Gemsmättli-Bank. Der Quarzgehalt des Kieselkalks ist zu einem guten Teil detritischer Herkunft, während der feinkörnige Quarzanteil als verschwemmte Kieselschwammnadeln interpretiert wird (FUNK 1971). Intraklasten (Echinodermenfragmente) treten im oberen Teil verbreiterter auf und sind auch grösser. Über einer nur lokal vorkommenden Austernbank folgt im Dach des Helvetischen Kieselkalks ein ungefähr 1 m mächtiger Echinodermenkalk mit teilweise gerundeten und bis zu 1 mm grossen Echinodermenfragmenten.

Der Helvetische Kieselkalk unterstreicht die frühkretazische differenzielle Subsidenz des helvetischen Schelfs besonders deutlich. Der Mächtigkeit von rund 10 m im nordhelvetischen Faziesraum im Gebiet von Atlasblatt Reichenau steht eine Mächtigkeit von über 1000 m im Gebiet Alvier – Fläscherberg (Atlasblätter Sargans und Buchs) gegenüber, das dem südlichen helvetischen Faziesraum angehört. Die Ablagerungsbedingungen im Kartengebiet waren während der Frühen Kreide von Mangelsedimentation geprägt und im jüngsten Teil ist mit dem Auftreten der Austernbank ein küstennahes Milieu anzunehmen.



Fig. 9: Austern-Bank der Tierwis-Formation. Lavadignas Miez (Koord. 2743 840/1192 700). Foto M. Wiederkehr.

c_4 Tierwis-Formation

spätes Hauterivien – spätes Barrémien

Die Tierwis-Formation ist im Kartengebiet maximal 10 m mächtig (Calanda-Schuppe), vielerorts aber mit nur 2–3 m deutlich geringmächtiger (Mirutta-Schuppen). Entsprechend konnte diese Formation im Kartenmassstab 1:25 000 bis auf wenige lokale Ausnahmen nicht als eigenständige Einheit ausgeschieden werden und wurde kartographisch der Schrattenkalk-Formation zugeschlagen. Im Gelände bildet sie ein graubraunes gebanktes Felsband unterhalb des weisslich hellgrauen Kalks der Schrattenkalk-Formation.

Die Tierwis-Formation der Calanda-Schuppe besteht aus einem bräunlich grauen grob- bis feinplattigen leicht sandig-mergeligen Kalk mit verkieselten Muscheltrümmern (*?Inoceramus*). Zusätzlich tritt ein leicht spätiger Kalk mit Echinodermenfragmenten auf und im obersten Teil der Formation sind Austernbänke zu beobachten (Fig. 9). Der biodetritische Kalk mit den eingeschaltenen Austernbänken weist auf ein litorales Ablagerungsmilieu hin.

c_{4-5} Schrattenkalk-Formation

spätes Barrémien – frühes Aptien

Die Schrattenkalk-Formation ist im Gelände als auffallend weisslich hellgraues Felsband in der Regel schon von Weitem zu erkennen und weist in der Calanda-Schuppe eine maximale Mächtigkeit von 30 m auf, während sie in den Mirutta-Schuppen mit 5–10 m deutlich geringmächtiger ist. Im Kartengebiet ist von der Schrattenkalk-Formation nur ein Äquivalent des unteren fossilarmen Teils der Formation in Form eines hellgrauen kaum gebankten Kalks vorhanden. Der Kalk ist schwach biodetritisch, teilweise oolithisch und kann Echinodermenfragmente enthalten. Quarz fehlt meist.

Der oolithische Kalk wurde in einem seichten Meer mit kräftiger Wasserbewegung abgelagert. Da nur der fossilarme untere Teil der Schrattenkalk-Formation vorliegt – der bioklastenreiche obere Teil fehlt – kann nicht ausgeschlossen werden, dass das Alter auf das späte Barrémien beschränkt ist.

c_{6-8} Garschella-Formation

frühes Aptien – frühes Cénomanien

Die Garschella-Formation ist im Gelände als auffallend dunkles Felsband zwischen den hellgrauen Kalkabfolgen der Schrattenkalk-Formation im Liegenden und der Seewen-Formation im Hangenden gut zu erkennen. Die Gesamtmächtigkeit schwankt in den Mirutta-Schuppen zwischen 4–10 m, in der Calanda-Schuppe lediglich zwischen 1–2 m. Den unteren Teil der Formation bildet ein dunkelbrauner leicht schiefriger Sandkalk mit Phosphoritknollen. Nach oben geht der Sandkalk in einen grünlich schwarzen massigen, harten, praktisch kalkfreien Quarzsandstein über. STRASSER (1972) konnte in beiden Schichtgliedern Stilpnomelan nachweisen, der aus sedimentärem Glaukonit hervorgegangen ist. Im Dach der Garschella-Formation treten in einem Kondensationshorizont massenhaft phosphoritisierte Fossilien auf. Dieser Kondensationshorizont dürfte der Kamm-Bank – früher als «Turrilitenschicht» bezeichnet – des Selun-Members entsprechen. STRASSER (1972) fand darin neben dem namengebenden Ammoniten *Turrilites bergeri* sp., zusätzlich *Mantelliceras ?Spantilli*, *?Stolizkaia* sowie unbestimmbare Belemniten. Im Übergang zur Seewen-Formation treten neben Echinodermenfragmenten *Stomiosphaera sphaerica*, Muscheltrümmer (*Inoceramus*), Seelilienstilglieder *(?Saccocoma)* und einzelne Belemniten auf.

Die Garschella-Formation zeichnet sich durch Mangelsedimentation aus. Die Quarzkörner und der Glaukonit – beziehungsweise der aus letzterem hervorgegangene Stilpnomelan – lassen auf eine Bildung in Küstennähe schliessen.

c_{9-10} Seewen-Formation
frühes Cénomanien

Die Seewen-Formation besteht im unteren Teil aus einem rund 20 m mächtigen grauen dünnplattigen mikritischen Kalk, der von dünnen Tonhäuten durchzogen ist. Im oberen Teil der Formation, dem Choltal-Member, nimmt der Tongehalt zu und das Gestein geht in einen Mergelkalk über, welcher der Abfolge einen schiefrigen Aspekt verleiht. Dieser obere Teil ist gemäss STRASSER (1972) ungefähr 30 m mächtig. Die ungefähre Gesamtmächtigkeit der Seewen-Formation der Mirutta-Schuppen von rund 50 m ist jedoch durch die tektonische Überprägung, insbesondere durch die in dieser Formation besonders häufig vorkommenden Falten, starken Schwankungen unterworfen. Für die Seewen-Formation der darunterliegenden Calanda-Schuppe kann keine Gesamtmächtigkeit angegeben werden, da diese gegen oben von der Überschiebung der Mirutta-Schuppen gekappt wird.

Die Ablagerung der Seewen-Formation erfolgte in küstenfernem und – verglichen mit der Schrattenkalk- oder der Garschella-Formation – leicht tieferem Wasser im offenen Meer.

OBERHELVETIKUM

PIORA-PEIDEN-SCHUPPENKOMPLEX

Der Piora-Peiden-Schuppenkomplex – früher als Peidener Schuppenzone bezeichnet – trennt die Sedimentgesteine der helvetischen Scopi-Decke im Liegenden von denjenigen der penninischen Grava-Decke im Hangenden. Benannt ist er nach dem Val Piora (TI) im Westen und dem südlich von Ilanz gelegenen Peiden Bogn im Osten und besteht vorwiegend aus sandig-tonigem Kalkschiefer und sandigem Kalk. Südwestlich des Kartengebiets lässt sich der Piora-Peiden-Schuppenkomplex anhand reliktischer Triaszüge in die kalkigere Giera- im Liegenden und die schiefrigere Pianca-Schuppe im Hangenden unterteilen (WYSS & ISLER 2011).

Im oberen Carreratobel sowie im Dutjer Tobel, unmittelbar ausserhalb der südwestlichen Kartengebietsecke, kann die Unterscheidung zwischen der Giera- und der Pianca-Schuppe noch vorgenommen werden, weiter gegen Nordosten, im Gebiet von Atlasblatt Reichenau, ist die Unterscheidung jedoch nicht mehr scharf und nordöstlich des Brüner Steins, in welchem die Pianca-Schuppe tektonisch auskeilt, kann nur noch die Giera-Schuppe ausgeschieden werden (JUNG 1963). Die östlichsten, spärlichen Aufschlüsse von Sedimentgesteinen der Giera-Schuppe finden sich bei Sigl Ault (Koord. 2746 180/1184 790).

Der Kontakt des Piora-Peiden-Schuppenkomplexes zur liegenden Scopi-Decke ist nicht aufgeschlossen. Im Hangenden finden sich bei Brün sowie am



Fig. 10: Bänke von sandigem biodetritischem Kalk alternierend mit Kalk- und Tonschiefer. Stgir-Formation an der Rabiusa im unteren Versamer Tobel (Koord. 2745 190/1184 610). Foto R. Wyss.

südlichen Ortsausgang von Versam und im unteren Runggtobel Reste von triassischen Sedimentgesteinen – hauptsächlich ein mit zahlreichen Kalzit- und Quarzadern durchzogener grünlicher Serizitphyllit –, die der Grava-Decke zuzuordnen sind. Im Querschnitt des Brüner Steins konnten allerdings keine triassischen Sedimentgesteine nachgewiesen werden, dafür wurde eine stark tektonisierte Zone mit marmoriertem, von zahlreichen Kalzit- und Quarzadern durchzogenem Kalk gefunden.

l_S Stgir-Formation
frühes Cénomanien

Die Stgir-Formation der Giera-Schuppe besteht aus Bänken von braunem sandigem Kalk und Kalkschiefer alternierend mit dunkelgrauen Tonschieferzwischenlagen (Fig. 10). Der mittel- bis grobkörnige massige sandige Kalk besteht aus einer feinkörnigen Matrix aus Quarz und Kalzit mit darin eingestreuten Quarz-

körnern und Echinodermenbruchstücken. Lokal sind vereinzelte oolithische Bänke zu beobachten. JUNG (1963) beschreibt korallenähnliche Querschnitte und Belemnitenfunde in den Kalkbänken. Aufgrund von Ammonitenfunden (*Arnioceras* sp.) wird die Stgir-Formation ins Sinémurien gestellt (JUNG 1963).

l_{In} Inferno-Formation
Pliensbachien–Toarcien

Die Inferno-Formation umfasst einen grauen sandigen Kalkschiefer mit dünnen Sandlagen und einen dunkelgrauen kalkigen Tonschiefer. Gelegentlich sind Querschnitte von Crinoidenstielgliedern zu erkennen. Einzelne Bänke sind oolithisch, wobei die Ooide teils dolomitisiert, teils pyritisiert sind. Aufgrund von Belemnitenfunden (*?Passaloteuthis* sp.) wird die Inferno-Formation ins Pliensbachien–Toarcien gestellt (JUNG 1963, ETTER 1987).

UNTERPENNINIKUM

GRAVA-DECKE

Die Grava-Decke repräsentiert die tiefste penninische Einheit im Kartengebiet. Ihre generelle Architektur wird von einer Südwest-Nordost-streichenden isoklinalen Grossfalte, der Lunschania-Antiform, geprägt. Die nördlich anschliessende Valzeina-Synform kann im Gebiet von Atlasblatt Reichenau aufgrund der starken tektonischen Überprägung und der schlechten Aufschlussbedingungen jedoch nicht zweifelsfrei ausgeschieden werden.

VOLL (1976) konnte im Querschnitt des Valser Rheins zeigen, dass sich die «Lugnezer Schiefer» und die «Grava-Serie», welche von NABHOLZ (1945) noch als eigenständige tektonische Einheiten interpretiert wurden, um die Lunschania-Antiform verbinden lassen und somit zur selben tektonischen Einheit zusammengefasst werden müssen. Dieser Befund wurde von PROBST (1980) bestätigt; er schreibt jedoch in seiner Arbeit immer noch von den «Lugnezer Schiefern» und der «Grava-Serie». STEINMANN (1994) fasste schliesslich die beiden Einheiten zur Grava-Decke zusammen und vermutete die nordöstliche Fortsetzung der Lunschania-Antiform und der nördlich anschliessenden Valzeina-Synform aufgrund von Faltenvergenzen bis in die Gegend von Chur. Gemäss den vorliegenden Befunden gilt dies für die Lunschania-Antiform, jedoch nicht für die Valzeina-Synform.

Die Grava-Decke besteht aus einer eher monotonen Abfolge von graubraun anwitterndem graublauem Ton- und Kalkschiefer mit Bänken von schiefrigem Marmor und sandigem Kalk. Grüngesteine, wie sie im Südwesten im Gebiet von

Atlasblatt Vals beziehungsweise Thusis an der Basis der Grava-Decke beziehungsweise Tomül-Decke auftreten, finden sich keine (WYSS & ISLER 2007, WYSS & WIEDERKEHR 2017).

Die Hauptmasse der Metasedimentgesteine der Grava-Decke und der tektonisch darüberliegenden, lithologisch teilweise identisch aufgebauten Tomül-Decke weist gemäss STEINMANN (1994) ein kretazisches Alter auf (s. Tab. 1) In der Grava-Decke fehlen die gegen oben zunehmend von terrigen-klastischem Eintrag dominierten Metasedimentgesteine, unter anderen das Basiskonglomerat («Hauptkonglomerat»), wie sie im obersten Teil der Tomül-Decke vorkommen (Atlasblatt Thusis).

Das vollständigste stratigraphische Profil der Grava-Decke befindet sich im Turischtobel an der Gebietsgrenze der Atlasblätter Ilanz und Thusis (Referenzprofil Koord. 2742 140/1181 890, 1050 m ü. M. bis Koord. 2742 810/1179 290, 1830 m ü. M.). Hier konnte STEINMANN (1994), in Anlehnung an die darüberliegende Tomül-Decke, eine Gliederung in Bärenhorn-Formation, Nolla-Tonschiefer, Nolla-Kalkschiefer und Carnusa-Formation vornehmen (s. WYSS & ISLER 2007, 2011). Aufgrund der im Gegensatz zur Tomül-Decke deutlich unschärferen Formationsgrenzen in Kombination mit der starken tektonischen Überprägung und den teilweise schlechten Aufschlussverhältnissen konnte die stratigraphische Gliederung, wie sie im Turischtobel vollzogen wurde, nicht auf das gesamte Kartengebiet übertragen werden.

Analog zum südlich beziehungsweise südwestlich angrenzenden Atlasblatt Thusis (WYSS et al. 2017) beziehungsweise Ilanz (ETTER et al. 2010) wurden die Gesteine der Grava-Decke in Ton- und Kalkschiefer gegliedert. Es ist jedoch zu beachten, dass es sich dabei um eine rein lithologische Gliederung handelt und sich daraus keine lithostratigraphischen Einheiten – im Sinne von Formationen – direkt ableiten lassen. Zudem ist davon auszugehen, dass diese lithologischen Eigenschaften nicht zylindrisch verlaufen und deshalb lateral aufgrund von Faziesübergängen deutliche Mächtigkeitsänderungen zu erwarten sind. Trotzdem kann festgestellt werden, dass die kalkigen Lithologien im Dach der Grava-Decke dominieren.

Die Metamorphose der Grava- und der Tomül-Decke ist durch das verbreitete Auftreten von Fe-Mg-Karpholith charakterisiert (GOFFÉ & OBERHÄNSLI 1992, OBERHÄNSLI et al. 1995, BOUSQUET et al. 2002), einem Indexmineral für die Hochdruck/Niedertemperatur-Metamorphose (Blauschieferfazies, BOUSQUET et al. 2008). Fundstellen von Relikten von Fe-Mg-Karpholith wurden auf dem vorliegenden Kartenblatt mit einem Stern markiert.

Die nachfolgende Beschreibung der ausgeschiedenen Kartiereinheiten basiert auf JÄCKLI (1944), JUNG (1963) und WYSS & WIEDERKEHR (2017).

Tab. 1: Vergleich der Gliederung der Grava- und der Tomül-Decke mit den Einheiten im Prättigau.

		Grava-Decke (Steinmann 1994)	**Tomül-Decke** (Steinmann 1994, Wyss & Wiederkehr 2017)	**Tomül-Decke** neu: diese Arbeit (Burla 1998)	**Prättigau** (Winkler 2024)	**Prättigau** (Nänny 1948)
Paläogen	Eozän				Ruchberg-Fm.	Ruchberg-Fm.
	Paleozän				Oberälpli-Fm.	Oberälpli-Fm.
Späte Kreide	Maastrichtien		Bleis-Pintgas-Fm. Parnegl-Fm. Danis-Fm. Raschil-Fm.	Bleis-Pintgas-Fm. Parnegl-Fm.	Eggberg-Fm.	Eggberg-Fm.
	Campanien			Danis-Fm. Raschil-Fm.	Gyrenspitz-Fm. Fadura-Fm. Pfävigrat-Fm.	Gyrenspitz-Fm
	Santonien					
	Coniacien		Basiskonglomerat («Hauptkonglomerat», ?Coniacien oder jünger)	Basiskonglomerat		Fadura-Fm. («Unt. Senonien»)
	Turonien	Carnusa-Fm.	Carnusa-Fm. (Turonien oder jünger?)	Carnusa-Fm.	Sassauna-Fm.	Pfävigrat-Fm.
	Cénomanien	Nolla-Kalkschiefer	Nolla-Kalkschiefer	Nolla-Kalkschiefer		Sassauna-Fm. Valzeina-Fm. Klus-Fm.
Frühe Kreide	Albien	Nolla-Tonschiefer	Nolla-Tonschiefer	Nolla-Tonschiefer	Valzeina-Fm.	
	Aptien					
	Barrémien	Bärenhorn-Fm.	Bärenhorn-Fm.	Bärenhorn-Fm.	Klus-Fm.	
	Hauterivien					
	Valanginien					
	Berriasien					
Jura	Kimméridgien					

t_G Grünlicher, leicht kalkiger Serizitphyllit

Südöstlich von Versam finden sich spärliche Aufschlüsse (Koord. 2745 050/ 1183 730 und Koord. 2745 390/1183 700) von grünlichem, gelb anwitterndem, leicht kalkigem Serizitphyllit, welcher die Basis der Grava-Decke bildet und die Grenze zum Piora-Peiden-Schuppenkomplex markiert. Die Mächtigkeit des stark von Kalzit- und Quarzadern durchzogenen, schlecht aufgeschlossenen Gesteins beträgt wenige Dezimeter.

Im oberen Versamer Tobel beschreibt JUNG (1963) eine 1 m mächtige Bank einer Dolomitbrekzie und das Auftreten von Blöcken von triassischen Sedimentgesteinen im Hangschutt und er bemerkte auch das Fehlen der «Grenztrias» an der Basis der Grava-Decke.

S_{Gk} Bräunlicher, teilweise marmorierter sandiger Kalk und Kalkschiefer mit vereinzelten meist geringmächtigen Tonschieferlagen

Die kalkigeren Lithologien der Grava-Decke umfassen teilweise marmorierte sandige Kalkbänke mit Einschaltungen von Kalkschiefer. Die einzelnen Kalkbänke weisen eine Mächtigkeit von 5–40 cm auf, können gelegentlich aber auch bis zu 1 m mächtig werden. Sie sind zum Teil leicht schiefrig und durch dunkle, meist geringmächtige tonig-kalkige Schieferzwischenlagen voneinander getrennt (Fig. 11a). Die Gesteine wittern oft graubraun bis braun an und sind im frischen Bruch grau. Im Vergleich zu den tonigeren Lithologien der Grava-Decke (S_G) wittern der sandige Kalk und Kalkschiefer im Gelände stärker hervor und bilden in der Regel eine steilere Morphologie, oft in Form von Felsrippen (Fig. 11b).

Palynologische Untersuchungen am Camaner Grat in der Nähe des Piz Radun im südwestlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Ilanz ergaben ein früh- bis mitteljurassisches Alter für den Kalkschiefer (PANTIĆ & ISLER 1981). Die dort aufgeschlossenen kalkigen Metasedimentgesteine liegen unmittelbar unter der Überschiebung der Tomül-Decke und können mit dem Nolla-Kalkschiefer korreliert werden, der von PANTIĆ & GANSSER (1977) in der Viamala als Cénomanien datiert wurde. Für die beim Dorfausgang von Rhäzüns aufgeschlossenen Metasedimentgesteine der Grava-Decke vermuteten PANTIĆ & GANSSER (1977) ein frühkretazisches Alter, welches durch PANTIĆ & ISLER (1978) bestätigt wurde. Die palynologischen Daten sind jedoch nur bedingt aussagekräftig, da in den untersuchten Proben keine altersmässig signifikanten Formen enthalten sind, die eine genauere Altersangabe erlauben (WYSS & ISLER 2011, schriftl. Mitt. W. Winkler). Basierend auf geochemischen Untersuchungen (Nd-Isotopen, C_{org}) wurde der Nolla-Tonschiefer als Aptien–Albien und der Nolla-Kalkschiefer als Cénomanien eingestuft (STEINMANN 1994).



Fig. 11: Kalkige Abfolge der Grava-Decke (S_{Gk}). a) Felskopf Triembla (Pkt. 812 m, Koord. 2750760/1184200), östlich des Hinterrheins zwischen Rothenbrunnen und Rhäzüns. Blick in Richtung Nordosten. b) Gebankter sandiger Kalk und Kalkschiefer. Westlich des Val da Treps, entlang der Forststrasse (auf ca. 900 m ü.M. bei Koord. 2751600/1185930). Fotos R. Wyss.

S_G Dunkelgrauer bis schwarzer Tonschiefer mit Kalkbänken sowie Sand- und Mergelkalk mit Tonschieferlagen

Bei den tonigeren Lithologien der Grava-Decke handelt es sich um dunkelgrauen bis schwarzen teilweise kalkigen Tonschiefer mit schwarzen schwach serizitisierten Tonhäuten. Darin eingelagert finden sich zahlreiche sandige Kalkbändchen und häufig, in der Regel komplex gefaltete Quarz-/Kalzitadern und -linsen.

Diese Einheit dominiert im Bereich zwischen Arezen und Figiu südwestlich von Bonaduz im unteren Teil der Grava-Decke und bildet im oberen Teil der Grava-Decke eine durchgehend kartierbare Einheit von Ravetg nördlich von Rothenbrunnen, über Tuals, Culms Bels bis nach Varsera südlich von Domat/Ems. Südwestlich von Rhäzüns auf der westlichen Seite des Hinterrheins dominieren im Gebiet Feuns–Alp Sura kalkigere Lithologien der Grava-Decke ($\mathbf{S_{Gk}}$, s.o.).

NABHOLZ (1945) stellt die tonreichen Metasedimentgesteine der Grava-Decke in den Grenzbereich zwischen Frühem und Spätem Jura. Die in dem damit korrelierbaren Nolla-Tonschiefer der Tomül-Decke gefundenen Palynomorphen lassen dagegen ein Alter am Übergang Mittlerer/Später Jura vermuten (PANTIĆ & ISLER 1981); diese Altersangabe ist jedoch aufgrund fehlender altersmässig signifikanter Florenformen mit Vorsicht zu geniessen. Basierend auf isotopengeochemischen Untersuchungen (Nd-Isotope) und dem hohen Gehalt an organischem Kohlenstoff (C_{org}), ermittelte STEINMANN (1994) ein kretazisches Alter (Aptien–Albien).

TOMÜL-DECKE

Die über der Grava-Decke liegende Tomül-Decke kann, wie bereits im nördlichen Teil des Gebiets von Atlasblatt Thusis, nicht mehr scharf von der Grava-Decke abgegrenzt werden, da der charakteristische Grüngesteinszug, der noch bis zum Glaspass vorkommt, gegen Nordosten auskeilt und weitere charakteristische Leithorizonte fehlen.

Auch die interne Gliederung der Tomül-Decke, wie sie im Gebiet von Atlasblatt Thusis vorgenommen werden konnte, lässt sich im Kartengebiet nicht mehr zweifelsfrei fortsetzen. Was auch JÄCKLI (1944) dazu bewogen haben dürfte, auf seiner Originalkartierung die Lithologiesignatur nördlich von Scheid ohne erkennbare Abgrenzung zu wechseln und in der nördlichen beziehungsweise nordöstlichen Fortsetzung nur noch eine zusammenfassende Einheit – «Bündnerschiefer i. Allg.» – auszuscheiden.

Die von JÄCKLI (1944) im Gebiet des Dreibündensteins ausgeschiedene und tektonisch abgetrennte «Dreibündenstein-Serie» und der darüber liegende «Faulenberg-Schiefer» wird als eine Verkehrtserie der Tomül-Decke interpretiert (WYSS & WIEDERKEHR 2017). Für die detaillierten Feldaufnahmen im Gebiet Scheid–Chur–Malix wurde versucht, die in Figur 12 dargestellte lithostratigraphische Glie-

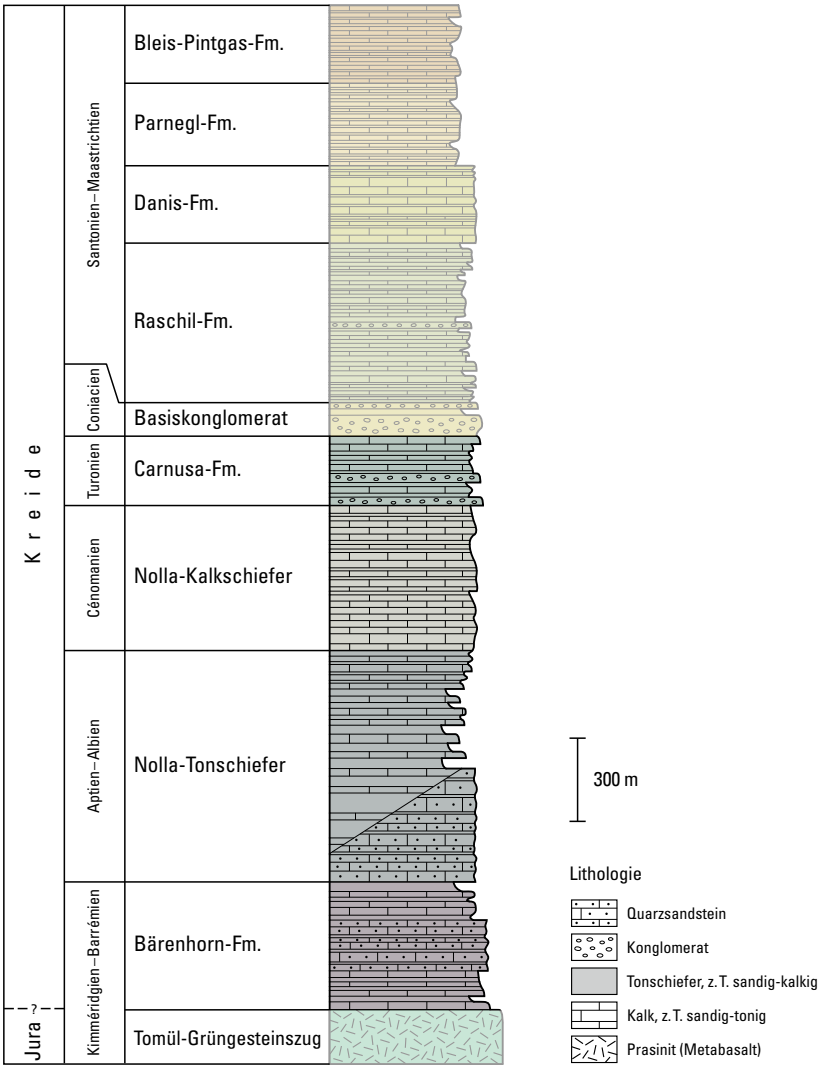


Fig. 12: Stratigraphische Abfolge der Tomül-Decke im Kartengebiet und seiner Umgebung (im Kartengebiet nicht aufgeschlossene Einheiten sind in aufgehellten Farben dargestellt).

derung der Tomül-Decke des südlich angrenzenden Atlasblatts Thusis weiter in nordöstlicher Richtung fortzusetzen. Unter Berücksichtigung lateraler Faziesänderungen und der Umbiegung durch die liegende Niemet-Beverin-Falte lässt sich diese Erweiterung plausibel durchführen. Entsprechend ist auch eine Korrelation der Tomül-Einheiten mit denjenigen des Prättigaus möglich (Tab. 1; NÄNNY 1948, PFIFFNER 2015, WINKLER 2024).

In der Schichtreihe der Tomül-Decke fehlen im Kartengebiet das Basiskonglomerat («Hauptkonglomerat») und die darüberliegenden Formationen der Stätzerhorn-Gruppe (s. detaillierte lithostratigraphische Beschreibung in WYSS & WIEDERKEHR 2017). Aufgrund der Feldbefunde und der neuen Interpretation der stratigraphischen Abfolge im Prättigau (WINKLER 2024) wird eine neue Korrelation der verschiedenen Abfolgen der Tomül-Decke und der Einheiten im Prättigau vorgeschlagen (Tab. 1).

Das Basiskonglomerat («Hauptkonglomerat») nach WYSS & WIEDERKEHR (2017) liegt im Gebiet von Atlasblatt Thusis konkordant auf dem Nolla-Kalkschiefer und der Carnusa-Formation. Darüber lagern diskordant die Formationen der Stätzerhorn-Gruppe auf (BURLA 1998). Die Bezeichnung Basiskonglomerat ist der Bezeichnung «Hauptkonglomerat» vorzuziehen. Dieser markante Konglomerathorizont kann lithologisch am ehesten mit der Pfävigrat-Formation im Prättigau korreliert werden. Eine markante Diskordanz tritt im Prättigau am Übergang von der Kreide zum Paläogen auf, das heisst zwischen der Eggberg- und der Oberälpli- beziehungsweise Ruchberg-Formation.

S_B Bärenhorn-Formation

Die Bärenhorn-Formation – in der älteren Literatur als «Bärenhorn-Schiefer» bezeichnet (NABHOLZ 1945) – kann an der Basis der Tomül-Decke im Süden von Rothenbrunnen bis zum Pizoggel im Nordosten ausgeschieden werden.

Die Abgrenzung zur liegenden Grava-Decke wie auch zum hangenden Nolla-Tonschiefer ist nicht immer eindeutig vorzunehmen. Insbesondere nordöstlich des Val Mulin, wo in der Bärenhorn-Formation Vorkommen von massigem Quarzsandstein auftreten. Denn diese sind kaum von ähnlichen Quarzsandsteineinschaltungen zu unterscheiden, welche, analog zu den Vorkommen beim Crapteig südlich von Thusis, als Teil des Nolla-Tonschiefers gedeutet werden.

Die Bärenhorn-Formation umfasst graubraun anwitternde, 10–20 cm mächtige, meist leicht sandige Kalkbänke mit 5–20 cm mächtigen dunkelgrauen tonig-schiefrigen Zwischenlagen (Fig. 13). In den tonig-schiefrigen Zwischenlagen treten oft stark gelängte Komponenten auf, die an Tongallen erinnern. Die Bärenhorn-Formation ist im frischen Bruch durch ihre dunkelgraublaue Farbe charakterisiert, die auf ihren Pigmentreichtum zurückzuführen ist. Die Schieferungsflächen weisen oft einen silbergrauen serizitischen Glanz auf.



Fig. 13: Graubraun anwitternder, im frischen Bruch graublauer sandiger Kalk der Bärenhorn-Formation. Ostsüdöstlich von Feldis (Koord. 2752 510/1184 340). Foto R. Wyss.

Die Mächtigkeit der Bärenhorn-Formation nimmt von etwa 600 m in der Gegend um Scheid im Süden gegen Norden zwischen Feldis und dem Val Mulin auf etwa 300 m ab, um dann gegen Nordosten, im Bereich der eingeschalteten Quarzsandsteinvorkommen südlich von Chur, auf rund 800 m zuzunehmen.

Gemäss NABHOLZ (1945) und STREIFF et al. (1976) ist die Bärenhorn-Formation frühjurassischen Alters; PANTIĆ & ISLER (1981) vermuteten aufgrund von palynologischen Befunden am Bärenhorn ein mittel- bis spätjurassisches Alter. Basierend auf isotopengeochemischen Untersuchungen ermittelte STEINMANN (1994) ein Alter zwischen Kimméridgien und Barrémien, wobei das spätjurassische Alter als Maximalalter zu verstehen ist und ein deutlich jüngeres, ausschliesslich frühkretazisches Alter für die Basis der Bärenhorn-Formation vermutet werden kann.



Fig. 14: Hellgrauer, massiger Quarzsandstein der Bärenhorn-Formation. Bei Pizoggel südlich von Chur (Koord. 2758 550/1189 900). Foto R. Wyss.

S_{Bq} *Hellgrauer, teilweise kalkiger dichter Quarzsandstein*

Zwischen Giufs südwestlich des Valparghera und Pizoggel südlich von Chur sind Vorkommen von hellgrauem, teilweise kalkigem dichtem Quarzsandstein im sandigen Kalk der Bärenhorn-Formation eingeschaltet (Fig. 14). Der Quarzsandstein führt zum Teil wenig Glimmer und enthält einzelne dunkelgraue feinkörnige Komponenten. Sie sind schwach kalkig zementiert und teilweise absandend.

Auf der Originalkartierung von H. Jäckli sind diese Vorkommen mit einer eigenen Signatur versehen und als «quarzitische Schichten» bezeichnet; in der Publikation (JÄCKLI 1944) sind diese nicht explizit ausgeschieden.

S_{Nt} Nolla-Tonschiefer

Der Nolla-Tonschiefer erstreckt sich von der südlichen Kartengebietsgrenze im Val da Sched über Pro Niev bis etwa in den Querschnitt des Valparghera. Die



Fig. 15: Nolla-Tonschiefer südlich des Val Mulin (Koord. 2755 420/1186 840). Foto R. Wyss.

Abgrenzung zur liegenden Bärenhorn-Formation ist nicht überall klar vorzunehmen, ebenfalls ist der Wechsel zum hangenden Nolla-Kalkschiefer unscharf und vollzieht sich in einem fliessenden Übergang.

Beim Nolla-Tonschiefer handelt es sich nicht um eine reine Tonschieferabfolge, sondern eher um ein im Allgemeinen feinkörniges toniges Metasedimentgestein (Fig. 15). Der Nolla-Tonschiefer besteht vorwiegend aus einem sandig-kalkigen Tonschiefer; darin eingeschaltet finden sich ausgedehnte massigere, feinsandig-kalkige Linsen von mehreren Dekametern Mächtigkeit und mit einer lateralen Ausdehnung von mehreren hundert Metern (z.B. beim Strassentunnel im Val da Sched), die aber nicht als separate Einheiten kartiert werden konnten. Östlich von Feldis sind die Aufschlüsse von Nolla-Tonschiefer spärlich, jedoch markiert das häufige Auftreten von Sumpfgebieten in der sanften Landschaft den Verlauf des Nolla-Tonschiefers im Untergrund. Die teilweise härteren sandig-kalkigen Linsen manifestieren sich in der Landschaft durch die markantere Morphologie.

Östlich des Valparghera, über Nesselböden, Surquellen, Schwarzwaldalp bis auf die Geländekante zwischen dem Känzeli und Brambrüesch dominieren deutlich kompetentere Gesteinsvorkommen (Quarzsandstein, $\mathbf{S_{Nq}}$, s.u.), die als eigenständige Einheit innerhalb des Nolla-Tonschiefers gedeutet und auf der Karte separat ausgeschieden werden. Weiter in südöstlicher Richtung sind die Aufschlüsse wieder etwas spärlicher und im Gebiet Städeli – Erlen – Stelliwald am östlichen Karten-gebietsrand lassen eine ausgedehnte Sackungsmasse mit zahlreichen überlagernden Rutschmassen wiederum inkompetentere Nolla-Tonschiefer im Untergrund vermuten.

Der Nolla-Tonschiefer weist im Val da Sched eine Mächtigkeit von ungefähr 500 m auf und nimmt in Richtung der Alp Urtgicla auf rund 1000 m zu. Weiter gegen Nordosten nimmt die Mächtigkeit des Nolla-Tonschiefers rasch ab und anstelle des Tonschiefers tritt ein teilweise kalkiger Quarzsandstein ($\mathbf{S_{Nq}}$).

Aufgrund geochemischer Untersuchungen (Nd-Isotopen, Gehalt an C_{org}) wurde der Nolla-Tonschiefer von STEINMANN (1994) als Aptien–Albien datiert. Frühere Bearbeiter gingen noch von einem mittel- bis spätjurassischen Alter aus (NABHOLZ 1945, PANTIĆ & ISLER 1981).

$\mathbf{S_{Nq}}$ *Hellgrauer, teilweise kalkiger dichter Quarzsandstein*

Im südlichen Teil des Gebiets von Atlasblatt Thusis bilden markante Sandsteinvorkommen den nördlichen Abschluss der Viamala-Schlucht (Crapteig, Hohenrätien, s. WYSS & WIEDERKEHR 2017). Diese Gesteinsvorkommen, von JÄCKLI (1941) als «Kieselkalk» bezeichnet, stellen eine kompetente Einschaltung innerhalb des Nolla-Tonschiefers dar, die von STEINMANN (1994) als Quarzsandstein bezeichnet wurde. Vergleichbare Gesteine treten auch im Gebiet von Atlasblatt Reichenau zwischen dem Valparghera, Känzeli/Brambrüesch und dem östlichen Kartengebietsrand auf und werden als grobdetritische Schüttung innerhalb des Nolla-Tonschiefers gedeutet.

Aufgrund des variablen Kalk- und Quarzgehalts kann der hellgraue, teilweise kalkige dichte Quarzsandstein, zum Teil lagig geschichtet, auch als dichter Kalk mit unterschiedlichem Sandgehalt angesprochen werden. Der bräunlich anwitternde, graue dichte leicht sandige Kalk beziehungsweise kalkige Quarzsandstein reagiert mit 3,7-prozentiger Salzsäure relativ wenig, weshalb er auch als «Kieselkalk» bezeichnet wurde (Fig. 16). Als Komponenten sind darin auch feine Dolomitkörner enthalten. Die massige Abfolge enthält teilweise schiefrige Zwischenlagen mit feinkörnigen Brekzienlagen, teilweise mit deformierten Tongallen.

Häufig ist in diesem Gestein auch Pyrit vorhanden. Die dezimetermächtigen, schiefrigen Glimmer führenden Zwischenlagen sind quarzreich und meist karbonatfrei. Die Tonfraktion des Quarzsandsteins besteht beinahe ausschliesslich aus Stilpnomelan (STEINMANN 1994), welcher als Produkt einer metamorphen Umwandlung von Glaukonit gedeutet wird. Die Quarzsandsteinbänke des Nolla-Ton-



Fig. 16: Bräunlich anwitternder, grauer massiger Quarzsandstein mit feinen Dolomitkomponenten und Zwischenlagen von grauem Feinsandstein und Serizit führendem Schiefer. Nordöstlich des Gattertobels (Koord. 2758 440/1189 330). Foto R. Wyss.

schiefers dürften somit ehemals Glaukonit führende Sandsteineinschaltungen, wie sie für die Garschella-Formation typisch sind, repräsentieren (schriftl. Mitt. W. Winkler), was für ein frühkretazisches Alter (Aptien–Albien) sprechen würde.

S_{Nk} Nolla-Kalkschiefer

Der Nolla-Kalkschiefer lässt sich vom Val da Tumegl am südlichen Kartengebietsrand durch die steilen Tobel von Cugns, Val da Sched und Val Graunda in Richtung Norden bis zum Tgom'Aulta, dann weiter in nordöstlicher Richtung bis zu den Spundisköpf verfolgen. Weiter Richtung Südosten ist wegen der spärlichen Aufschlüsse, des hangparallelen Einfallens und der schwierigen Abgrenzung zur hangenden Carnusa-Formation die Abgrenzung des Nolla-Kalkschiefers mit Unsicherheiten behaftet. Die Grenzziehung am östlichen Abhang des Dreibündensteins erfolgte nach JÄCKLI (1944).



Fig. 17: Nolla-Kalkschiefer mit hellgrau anwitternden massigen sandig-kalkigen Lagen und dunkelgrau anwitternden reinen Kalklagen. Aufschluss westlich von Cugns (Koord. 2754 980/ 1182 450). Foto R. Wyss.

Wie bereits auf dem südlich angrenzenden Atlasblatt Thusis (WYSS & WIEDERKEHR 2017) werden auf der vorliegenden Karte die Gesteine des Gipfelaufbaus der Erhebungen des Fulhorns und der Fulbergegg am Grat nördlich des Fulabergs, in Übereinstimmung mit STEINMANN (1994), als über dem Scharnier der Niemet-Beverin-Falte liegenden, invers gelagerten Nolla-Kalkschiefer interpretiert. Nach JÄCKLI (1944) repräsentieren die «rauhen, sandig-kieseligen Mergelschiefer bis Kalkschiefer» des Fulabergs ein tektonisch höherliegendes, deutlich stärker metamorph überprägtes Element, welches er als «Faulenberg-Schiefer» bezeichnete.

Der Nolla-Kalkschiefer umfasst im Wesentlichen einen gut gebankten, mehr oder weniger sandigen Kalk oft mit schiefriger Textur (Fig. 17). Die einzelnen Kalkbänke besitzen eine Mächtigkeit von 20–50 cm. Im Süden weist er eine Mächtigkeit von 1200 m auf, die gegen Nordosten, im Bereich der Spundisköpf, auf rund 400 m abnimmt.

Aufgrund von palynologischen Untersuchungen in der Viamala (Alte Brücke) geben PANTIĆ & GANSSER (1977) für den Nolla-Kalkschiefer ein Cénomanien-Alter an, was in guter Übereinstimmung mit dem auf Aptien–Albien datierten

darunterliegenden Nolla-Tonschiefer (STEINMANN 1994) steht. STREIFF et al. (1976) gingen noch von einem fraglichen spätjurassischen Alter aus.

S_{Ca} Carnusa-Formation

Die Carnusa-Formation erstreckt sich von den steilen Hängen südlich und westlich des Fulhorns über die offene und weite Landschaft von der Alp dil Plaun und dem Dreibündenstein/Furggabüel bis zum südlichen oberen Teil der Spundisköpf. Auf dem östlichen Abhang des Bergrückens zwischen Windegga und Spundisköpf lässt sich die Carnusa-Formation über Grüenenbüel und Pradaschierer Alp bis in die südöstliche Kartengebietsecke, an den Nordabhang von Fulaberg und Heidbüel, verfolgen.

Die Carnusa-Formation liegt im Bereich des Scharniers der liegenden Niemet-Beverin-Falte, deren Verkehrtschenkel hangparallel zum südöstlich des Dreibündensteins gelegenen Abhang in Richtung Churwalden orientiert ist. Das hangparallele Einfallen hat zur Folge, dass die Carnusa-Formation hier weiträumig aufgeschlossen ist. Aufgrund der Lage im Scharnierbereich der Niemet-Beverin-Falte ist die Carnusa-Formation zudem durch grossmassstäbliche Faltenstrukturen geprägt, was eine lithostratigraphische Gliederung und damit eine Korrelation mit den Abfolgen östlich der Landwasser erschwert.

JÄCKLI (1944) konstatierte nordwestlich des Piz Danis (Atlasblatt Thusis) Unsicherheiten in der Abgrenzung, weshalb er die dort auftretenden Gesteine dem Nolla-Kalkschiefer zuordnete. Nach STEINMANN (1994) treten die Gesteine der Carnusa-Formation weiter nördlich in den Flanken des Stätzerhorns und des Fulabergs wieder auf und lassen sich in der Umbiegung der Tomül-Decke nördlich des Stätzerhorns zusammen mit dem Basiskonglomerat durchgehend verfolgen (s. WYSS & WIEDERKEHR 2017).

Die Carnusa-Formation umfasst im Kartengebiet den charakteristischen «Tüpfelkalk». Dabei handelt es sich um fein- bis grobsandige Kalkbänke (Fig. 18). Die darin enthaltenen grobsandigen Komponenten sind häufig als dunkle pigmentierte Punkte auf der angewitterten Gesteinsoberfläche zu erkennen. HAMMER (1923) hatte die dunkelgrauen bis schwarzen Punkte der «Tüpfelschiefer und Tüpfelkalke» in den «Bündnerschiefern» des Unterengadiner Fensters noch als Reste von Radiolarienskeletten interpretiert. Weiter tritt feinkörniger Quarzsandstein, schiefriger Sandstein und Sandkalk sowie quarzreicher Schiefer mit wechselndem Kalkgehalt auf. Lokal finden sich auch Einschaltungen von feinkörniger Brekzie. Die Mächtigkeit der Carnusa-Formation beträgt 200–300 m, im Bereich des Scharniers der Niemet-Beverin-Falte tektonisch bedingt rund 600 m.

Bis heute existieren keine absoluten Altersbestimmungen der Carnusa-Formation. Da sie jedoch über dem Nolla-Kalkschiefer liegt und somit jünger als dieser ist, vermutete STEINMANN (1994) ein Turonien-Alter. STREIFF et al. (1976) wiesen der Carnusa-Formation ebenfalls ein fragliches Kreidealter zu.

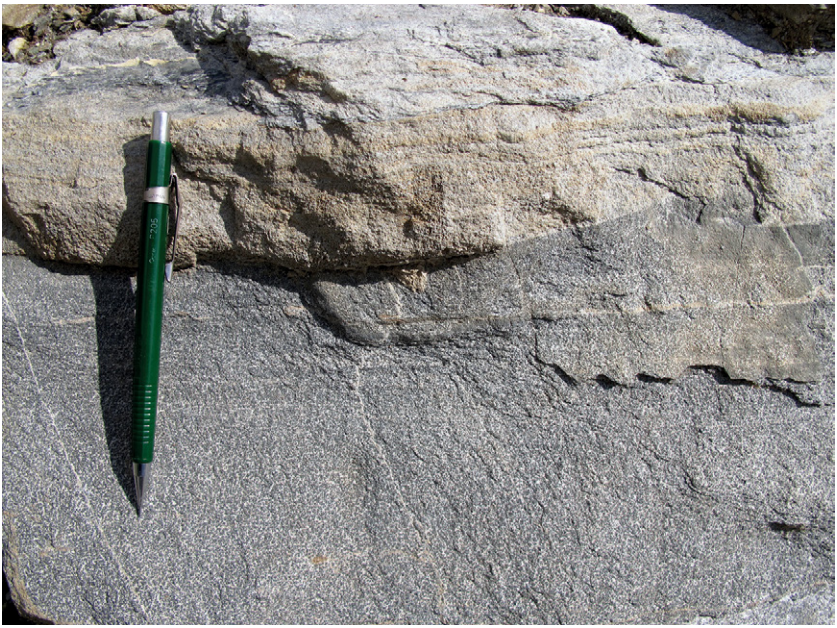


Fig. 18: «Tüpfelkalk» überlagert von kalkigem Sandstein. Alp Pradaschier (Koord. 2758 630/ 1183 350). Foto R. Wyss.

QUARTÄR

Im Gebiet von Atlasblatt Reichenau sind eine grosse Anzahl verschiedener quartärer Lockergesteinsablagerungen anzutreffen. Die ältesten, pleistozänen Sedimente der Kunkels-Formation sind nur lokal nördlich des Kunkelspasses erhalten. Die Ablagerungen des letzteiszeitlichen Gletschermaximums (LGM) umfassen im Wesentlichen Grundmoräne des Rheingletschers[1] und seiner Seitenarme – Vorder- und Hinterrheinarm – sowie einige wenige, nur lokal erhaltene Moränenwälle von spätglazialen Seitengletschern. Die Rekonstruktion der maximalen letzteiszeitlichen Gletscherbedeckung basierend auf der sogenannten Schliff-

[1] Aus praktischen Gründen wird hier die Bezeichnung Rheingletscher verwendet, obwohl das entsprechende Gletschersystem gemäss SCHLÜCHTER (2009) als Bündner Gletscher bezeichnet wird.

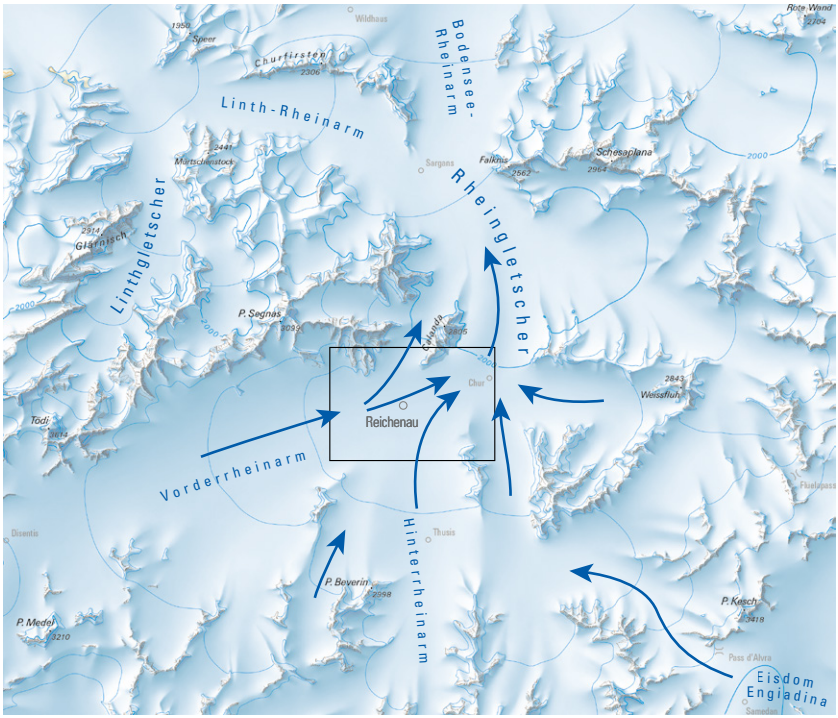


Fig. 19: Die Eisströme zur Zeit des letzteiszeitlichen Gletschermaximums (LGM) im Bereich von Atlasblatt Reichenau.

grenze in Kombination mit der Orientierung von Gletscherschliffen geben wichtige Hinweise zum Verlauf der Eisströme (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, SCHLÜCHTER 2009). Demzufolge weist der Rheingletscher im Gebiet von Atlasblatt Reichenau ein komplexes Muster auf (Fig. 19). Einerseits vereinigten sich die Eisströme aus der Surselva (Vorderrheinarm) und aus dem Domleschg (Hinterrheinarm) bei Reichenau und flossen als Rheingletscher über Chur in Richtung Bodensee (Bodensee-Rheinarm) beziehungsweise in Richtung Zürichsee (Linth-Rheinarm). Anderseits erfolgte eine Transfluenz der kaum vereinigten Eisströme über den Kunkelspass gegen Nordosten in Richtung Vättis. Das Spektrum der Findlinge im Gebiet Kunkelspass–Vättis belegt, dass dieser Arm vom Eisstrom der Surselva (Vorderrheinarm) gespiesen wurde. Aus dem Domleschg kam der mit den vom Eisdom Engiadina stammenden und von Süden über Albula- und Julier-

pass herkommenden Eisströmen aus dem Mittelbünden (Surses, Albula- und Landwassertal) vereinte Hinterrheinarm aus dem Rheinwaldgebiet. Über die Lenzerheide erstreckte sich eine weitere Transfluenz, wahrscheinlich vorwiegend aus Eis des Landwasser- und des Albulaarms aus dem Mittelbünden.

Rückzugsstände dieser verschiedenen Eisströme können im Kartengebiet keine gefunden werden, da entsprechende Geländeformen von den nachfolgenden Bergsturzereignissen vollständig überprägt worden sein dürften. STAUB (1910) und HANTKE (1970) postulierten einen Gletschervorstoss nach dem Niedergang der Bergstürze, welcher bis Chur reichte («Churer Stadium»). Der damit assoziierte «Till» setzt sich gemäss diesen Autoren aus Feinklastika und gerundeten Kristallingesteinen zusammen, Sedimente die heute allerdings mit der Bonaduz-Formation korreliert werden. Der mit dem «Hängegletscher» vom Taminser Calanda korrelierte «Moränenwall» von Zaldein nördlich von Domat/Ems ist eher als erosive Struktur zu deuten und entstand durch den Einschnitt des vom Lascheintobel abfliessenden Oberflächenwassers (das scheinbar fehlende bzw. nicht erkennbare Nährgebiet stützt die Ansicht, dass es diesen postulierten «Hängegletscher» in der Form gar nie gegeben hat). Die angeblichen «Stirnmoränenreste» des Gletschers vom Ringelspitz bei Girsch nördlich Tamins repräsentieren eindeutig Bergsturztrümmer des Taminser Bergsturzes. Auch die Morphologie der Trümmermasse des Flimser Bergsturzes westlich von Bonaduz spricht eindeutig gegen eine Überfahrung durch einen Gletscher. Die spärlich vorhandenen Kristallinblöcke können plausibel als mit dem Bergsturz transportierte Findlinge erklärt werden.

Eindrücklich sind die Trümmerströme der holozänen Bergstürze von Tamins und Flims. Eine spezielle Rolle spielt dabei die Bonaduz-Formation, deren Genese eng mit diesen beiden Bergsturzereignissen verknüpft ist. Zu dieser Bonaduz-Formation gehören von der Genese her auch die zahlreichen Tumas[2], die im Gebiet Chur–Reichenau–Rothenbrunnen auftreten. Frühere Bearbeiter setzten sich intensiv mit diesen morphologisch markanten Phänomenen auseinander. Um die wichtigsten zu nennen: GSELL (1918), ABELE (1974), NABHOLZ (1975), VON POSCHINGER & HAAS (1997), POLLET & SCHNEIDER (2004) und CAPREZ (2008) zu den Bergsturzereignisse, und PIPEROFF (1897), STAUB (1910), REMENYIK (1959), PAVONI (1968), SCHELLER (1970), ABELE (1970), VON POSCHINGER & KIPPEL (2009) und CALHOUN & CLAGUE (2018) zur Bonaduz-Formation inklusive Tuma-Landschaft.

Schliesslich sind als jüngste Bildungen die zahlreichen Felsstürze, Schuttfächer und -halden des Kalkgebirges nördlich des Rheins, sowie die grossen Schutt- und Schwemmfächer, die aus den südlich anschliessenden, aus «Bündnerschiefer» bestehenden Höhenzüge ins Rheintal geschüttet wurden, zu erwähnen.

---

[2] Tuma ist die rätoromanische Bezeichnung für einen kleinen, isolierten Hügel, eine Anhöhe oder eine Kuppe. Die meisten dieser Hügel werden als «Bot» bezeichnet, was im Rätoromanischen für Hügel, Höcker, Bühl oder Anhöhe steht. In zwei Fällen wird «Cresta» gebraucht, was auf Rätoromanisch «Hügel mit Krete» bedeutet.

Pleistozän

Spätes Pleistozän

q_K Kunkels-Formation

In den Runsen in der Nordwestflanke des Calanda und beidseits des Kunkelspasses kann an mehreren Stellen verkitteter, teilweise geschichteter Hangschutt, welcher von letzteiszeitlicher Moräne überlagert wird, beobachtet werden. Die Vorkommen von zementierter Brekzie wurden von PENCK & BRÜCKNER (1909), BLUMENTHAL (1911) und OBERHOLZER (1933) beschrieben und von JORDI (1986) bestätigt. Der Schutt ist eckig und besteht ausschliesslich aus «Quintner Kalk» und Tros-Kalk. Diese Gesteinsvorkommen wurden von OBERHOLZER (1920) als «diluviale Brekzien» kartiert und sind auf dem vorliegenden Kartenblatt neu als Kunkels-Formation bezeichnet.

Im Balmentobel, unmittelbar nördlich ausserhalb des Kartengebiets (Atlasblatt Vättis, Koord. 2752 000/1194 800), tritt in der nordwestlichen Flanke des Felsberger Calanda ein grösseres Vorkommen von verkittetem, hangparallel geschichtetem Hangschutt aus Kalk auf. In der südöstlichen Flanke sind zuoberst in einer rund 100 m hohen Felswand horizontal geschichtete klastische Sedimente zu erkennen (Fig. 20). Die Felswand selbst ist nicht zugänglich, aber im Bachbett darunter finden sich Blöcke von verkittetem Hangschutt mit teils gerundeten Kompo-



Fig. 20: Horizontal geschichteter verkitteter Hangschutt im Balmentobel. Felskopf Balmen (Koord. 2752 000/1194 800), Blick in Richtung Südosten. Foto O. A. Pfiffner.

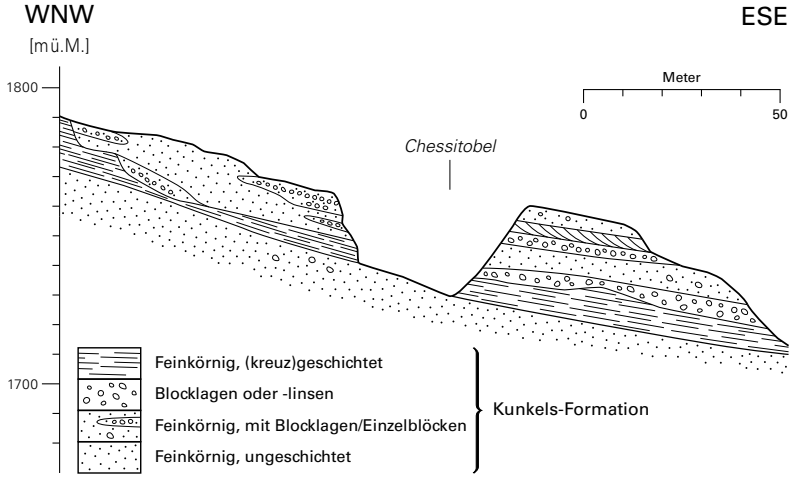


Fig. 21: Geländeskizze des Vorkommens von verkittetem Hangschutt wechsellagernd mit glazifluviatilen Sand- und Blocklagen im Chessitobel.

nenten. Im Wald über der Felswand liegt Grundmoräne des Rheingletschers mit Findlingen von Punteglias-Granit, was für ein pleistozänes vorletzteiszeitliches Alter für die horizontal geschichteten Sedimente spricht. Die Aufschlüsse im Balmentobel befinden sich in einer Nische in der Flanke des Calanda-Massivs und dürften deshalb von der Erosion durch den Rheingletscher verschont geblieben sein.

Am Nordrand des Gebiets von Atlasblatt Reichenau ist im Chessitobel (Koord. 2748 300/1194 000) ein weiteres Vorkommen von verkittetem Hangschutt zu beobachten, welches auf der Hinteralp (Koord. 2749 000/1193 500) von letzteiszeitlicher Grundmoräne überlagert wird. Wie im Balmentobel ist der verkittete Hangschutt teilweise geschichtet (Fig. 21) und weist eine Wechsellagerung mit feinkörnigen Sand- und grobkörnigen Blocklagen auf. Die Blocklagen schneiden erosiv in die liegenden feinkörnigen sandigen Lagen ein, und zumindest in einer der feinkörnigen Lagen ist Schräg- oder Kreuzschichtung erkennbar, was auf eine Ablagerung in einem glazifluviatilen Milieu hindeutet. Der pleistozäne verkittete Hangschutt lässt sich unter der letzteiszeitlichen Moräne auf der Hinteralp mit den vergleichbaren Vorkommen in den Felswänden beidseits des Drostobels verbinden. Ihre Lage in einer präexistenten Vertiefung im Felsuntergrund der gegen den Kunkelspass abfallenden Hänge des Spitzig Steins dürften die Vorkommen der Kunkels-Formation im Chessi- und Drostobel vor der Erosion durch den Rheingletscher bewahrt haben.



Fig. 22: Geschichteter verkitteter Hangschutt im Foppaloch. a) Verkitteter Hangschutt mit deutlich erkennbarer Schichtung und höhlenartigen Vertiefungen, die auf Lösungserscheinungen zurückzuführen sind. b) Block von verkittetem Hangschutt mit bis zu zentimetergrossen Komponenten. Fotos O. A. Pfiffner.

Das mit Abstand ausgedehnteste Vorkommen von pleistozänem verkittetem Hangschutt befindet sich im Grossalpwald (Koord. 2749 500/1192 500). Lokal treten im monomikten Hangschutt polymikte Lagen auf, welche teilweise kantengerundete Gerölle führen. Bei Letzteren dürfte es sich um umgelagerte letzteiszeitliche Grundmoräne handeln. Die Orientierung des Hangs mag dazu beigetragen haben, dass der nach Vättis abfliessende Arm des Rheingletschers vom Taminser Gletscher, welcher auf der Westseite dieses Arms dazustiess, etwas gestaut wurde und in der Abflussrichtung des Gletschers auf dem Bergrücken des vormaligen Säsagit – das heisst vor dem Abbruch des Taminser Bergsturzes – dadurch nur wenig Abrasion passierte.

Ein kleines, im Kartenmassstab 1:25 000 nicht darstellbares Vorkommen von horizontal geschichtetem verkittetem Hangschutt findet sich im Tobel des Foppalochs östlich des Kunkelspasses (Koord. 2750 830/1191 150, Fig. 22). Auch diese Stelle war geschützt vor glazialer Erosion durch den Rheingletscher.

Schliesslich finden sich auf Laschein (Koord. 2753 460/1190 090) in der Südflanke des Calanda verkitteter Hangschutt mit eckigen Kalkkomponenten; es fehlen Kristallinkomponenten. Die Aufschlüsse werden hangaufwärts von einem holozänen Felssturz überlagert.

q_{4m} Letzteiszeitliche Moräne (Till)

Die nördlich des Rheins auftretenden Vorkommen von letzteiszeitlicher Moräne des Rheingletschers bilden insbesondere am Hang nördlich von Trin sowie nordwestlich von Chur grössere zusammenhängende Flächen. Diese sind denn auch übersät mit erratischen Blöcken, bei welchen solche von Kristallingesteinen (insbesondere von Punteglias-Granit) dominieren. Die höchsten Erratiker befinden sich auf dem Taminser Älpli auf einer Höhe von 2060 m ü.M., konzentriert in einer Nord-Süd-verlaufenden Runse östlich der Ruschhalde (Koord. 2752 120/1191 970). Des Weiteren sind auch nördlich des Kunkelspasses auf beiden Talseiten ausgedehntere Vorkommen von Moräne auszumachen, die von der Transfluenz des Rheingletschers über den Pass ins Taminatal zeugen.

Am Südhang des Calanda nordwestlich von Domat/Ems ist unterhalb der hohen Felswände aus «Quintner Kalk» bis auf die lokal begrenzten Vorkommen bei Laschein (Koord. 2753 460/1190 090) keine Moräne nachweisbar; sie dürfte von den lokalen Felssturzablagerungen zugedeckt worden sein. Ebenso fehlen in den Bergsturzablagerungen von Tamins und Flims sowie in den Abrissnischen dieser Bergstürze Moränenablagerungen oder andere Anzeichen für eine Überfahrung durch einen allfälligen spätglazialen Vorstoss des Rheingletschers.

Südlich des Rheins sind die Bergrücken von Calörtscherwald (zwischen Brün und Arezen), Il Bot (zwischen dem Safiental und dem Domleschg) und im Gebiet Mutta – Tgom'Aulta – Dreibündenstein (zwischen Feldis und Churwalden) zum Teil grossflächig von letzteiszeitlicher Moräne bedeckt. Die Tätigkeit des Gletschers prägte zum Teil markant den Felsuntergrund in Form von gerundeten Geländerücken oder Rundhöckern, welche durch eine geringmächtige Moränenbedeckung mit Bodenbildung und Vegetation überlagert sind.

Bei der Moränenbedeckung handelt es sich typischerweise um wenige Meter mächtige siltreiche Sand- und Kieslagen mit einem unterschiedlichen Gehalt an Steinen und Blöcken. Durch die Vorbelastung des Gletschers kann das Lockergestein fest bis hart gelagert sein. Häufig sind jedoch die Lockergesteine nachträglich umgelagert worden und weisen daher eine geringere Lagerungsdichte auf.

Die höchstliegenden Erratiker auf der Südseite des Rheins finden sich im Domleschg auf der Alp Raguta auf rund 1920 m ü.M., im Rheintal auf der Alp Urtgicla auf rund 1770 m ü.M. und im Querschnitt der Landwasser auf der Malixer Alp auf 1950 m ü.M.

Auf dem Bergrücken zwischen dem Dreibündenstein und der Windegga finden sich in sanfter Morphologie zahlreiche kleine Seen, Feuchtstellen und



Fig. 23: Blick von der Fulbergegg in Richtung Norden, über den Dreibündenstein bis zum Furggabüel. Auffällig sind die sanfte Morphologie mit den zahlreichen kleinen Seen und Schwemmebenen und die deutlich sichtbaren Abrissränder der ausgedehnten Sackungsmasse der linken Talflanke der Landwasser. Foto R. Wyss.

Schwemmebenen, jedoch kaum Aufschlüsse und keine Erratiker (Fig. 23). Das Gebiet ist stark durch Erdbülten strukturiert und von alpiner Vegetation (Alpenrosen etc.) bewachsen. Im Bereich der Schwemmebene bei der Alp dil Plaun (Koord. 2756 500/1184 700) konnte an einer Erosionsstruktur ein über 60 cm mächtiger Boden aus leicht humosem Silt mit wenigen eckigen Quarzkörnern beobachtet werden. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um zusammengeschwemmte Erosionsprodukte einer dünnen Moränenbedeckung oder der freigelegten Felsoberfläche.

An der Stirn der Bergsturzmasse von Flims ist die glazial geprägte Morphologie, wahrscheinlich durch die aufbrandenden Wassermassen, stark verändert worden. Besonders gut sichtbar ist dies südwestlich von Versam (bei Fahn und Bi Chappelen) und in der Gegend von Arezen.

Erratiker

Erratiker sind im Kartengebiet weit verbreitet und südlich des Rheins – sofern möglich – in drei Gruppen gegliedert:

- Kristallingesteine: Gneise und Granite der mittelpenninischen und ostalpinen Decken und des Aar-Massivs,
- (Ultra-)Basika: Grüngesteine i. Allg. (Prasinite, Metabasalte, ophiolithische Gesteine),
- Sedimentgesteine: Kalkschiefer, (Sand-)Kalke, helle Dolomite und Dolomitbrekzien, Sandstein und Tonschiefer (Permokarbon).

Bei den Kristallingesteinen treten auf der linken Talseite des Domleschgs besonders häufig und auffällig die durch den Hinterrheinarm des Rheingletschers abgelagerten Erratiker von Rofna-Porphyr («Rofna-Gneis», «Andeerer Granit») in Erscheinung. Der Rofna-Porphyr ist meist charakterisiert durch die milchig-grünliche Farbe mit dem typisch porphyrischen Aussehen, mit Einsprenglingen von Mikroklinperthit und Quarz. Erratiker von Julier-Granit sind im Domleschg auf der rechten Talseite des Hinterrheins und im Tal der Landwasser hervorzuheben und belegen den Einfluss des Julier-/Albulaarms und dessen Transfluenz über die Lenzerheide. Erratiker von (Ultra-)Basika sind auf der rechten Talseite des Rheins zu finden und dürften mit grosser Wahrscheinlichkeit vom Grüngesteinszug an der Basis der Tomül-Decke aus dem Safiental stammen. Ein von der Naturschutzkommission des Kantons Graubünden unter Schutz gestellter Erratiker befindet sich bei Casealas, südsüdöstlich von Feldis (Koord. 2752 820/1183 430). Es handelt sich dabei um einen über 10 m^3 grossen Gneisblock (am Block angebrachte Beschriftung: Erratischer Block vom Albula).

Nördlich des Rheins, wo eine Gliederung der Erratiker in die verschiedenen Gruppen nicht vorliegt, wurden diese als erratische Blöcke i. Allg. beziehungsweise Schwarm erratischer Blöcke i. Allg. zusammengefasst. In diesem Gebiet weit verbreitet und besonders auffällig sind die Erratiker von Punteglias-Granit mit zentimetergrossen Plagioklaseinsprenglingen.

Moränenwälle

Eindeutige Moränenwälle treten im Kartengebiet nur sehr selten auf. Nordwestlich von Tamins im unteren Teil des Lawoitobels (Koord. 2749 020/1189 050) finden sich mehrere, heute nur noch unscharf erkennbare Moränenwälle, die einen spätglazialen Vorstoss des Gletschers aus dem Lawoitobel – vom Rheingletscher bereits getrennt – markieren. Bei Alt Stafel am nördlichen Kartengebietsrand (Koord. 2756 120/1193 880) sind zwei Moränenwälle zu beobachten, die als Seitenmoränenwälle des Rheingletschers zu deuten sein dürften. In den Gebieten südlich des Rheins finden sich keine Hinweise auf Moränenwälle.



Fig. 24: Perlschnurartig angeordnete Strudellöcher im Bachlauf des oberen Val Maliens (Alp Mora, Koord. 2746 990/1191 080). Foto M. Wiederkehr.

Strudellöcher, Gletschertöpfe

Auf der Alp Mora im oberen Teil des Val Maliens finden sich im Bauchlauf mehrere, teilweise perlschnurartig angeordnete Strudellöcher beziehungsweise Gletschertöpfe (die eindrücklichsten, touristisch erschlossenen Beispiele finden sich bei Koord. 2746 990/1191 080, Fig. 24). Diese Vorkommen weisen auf die erosive Tätigkeit des an der Gletschersohle unter hohem hydrostatischem Druck fliessenden Wassers hin.

q_{lm} Lokalmoräne (Till), mit grober Blockstreu

Die Bezeichnung Lokalmoräne soll zum Ausdruck bringen, dass die Moränen nicht durch grosse Talgletscher, wie zum Beispiel den Vorder- oder Hinterrheinast des Rheingletschers, abgelagert wurden. Vielmehr handelt es sich um Ablagerungen kleinerer Gletscher, die gegen Ende des Spätglazials aus den Seiten-

tälern oder aus lokal eng begrenzten Kargebieten vorstiessen. Die Lokalmoränen sind charakterisiert durch einen im Vergleich zu den Moränen der Letzten Vergletscherung frischeren Habitus und tendenziell markantere Wallformen. Obwohl im vorliegenden Gebiet keine absoluten Datierungen dieser Ablagerungen vorliegen, können sie aus Analogie zu ähnlichen Ablagerungen im Gebiet der Atlasblätter Vals, Ilanz, Thusis und Vättis sowie der östlichen Alpen am ehesten dem Egesen-Stadium zugewiesen werden (MAISCH 1981). Diese Kaltphase wird heute mit dem Zeitraum der Jüngeren Dryas (12,9–11,6 ka BP) korreliert. Eine eindeutige Zuordnung zu diesem Stadium ist aber nicht immer einwandfrei möglich. Gebiete und Wälle zweifelhafter Zugehörigkeit wurden als letzteiszeitliche Moräne ($\mathbf{q_{4m}}$) ausgeschieden. Lokalmoränen sind im Kartengebiet ausschliesslich in Seitentälern nördlich des Rheins zu finden.

Moränenwälle

Deutlich ausgebildete Lokalmoränen mit markanten Moränenwällen beziehungsweise Moränenstaffeln finden sich im unteren Val Trimosa (Koord. 2745 560/1190 000), im obersten Val Maliens (Koord. 2746 880/1191 760) sowie im Gebiet Bärg zwischen Spitzig Stein und Baldachopf (Koord. 2747 650/1193 000). Hervorzuheben sind die Lokalmoränenvorkommen nördlich des Felsberger Älpli (Koord. 2754 610/1192 940), wo drei aufeinderfolgende Moränenwälle eine Korrelation mit den drei spätglazialen Stadien Egesen I bis III (12,9–11,6 ka BP; MAISCH 1981, 1987) nahelegt.

Fossile Blockgletscher

Fossile beziehungsweise reliktische Blockgletscher weisen in den Zwischenräumen der Blöcke kein Eis mehr auf und zeigen daher keine Anzeichen einer aktiven Bewegung mehr. Sie sind charakterisiert durch zusammengesackte, häufig mit Vegetation überwachsene Loben. Fossile Blockgletscher finden sich im Kartengebiet nur innerhalb der Lokalmoränen südöstlich des Güllenchopfs am nördlichen Kartengebietsrand, wobei das Vorkommen nördlich des Felsberger Älpli (Koord. 2754 610/1192 940) aufgrund seiner Ausdehnung hervorzuheben ist.

Ehemalige glaziale Abflussrinnen

Als ehemalige glaziale Abflussrinnen wurden markante morphologische Strukturen ausgeschieden, die auf eine wesentliche Wasserführung hinweisen, wo aber heute kein entsprechendes Einzugsgebiet auf eine solche hinweist. Beispiele dafür finden sich nordöstlich (Koord. 2753 000/1185 220) und westlich von Feldis (Koord. 2751 210/1184 760) sowie bei Fan westlich von Versam (Koord. 2743 780/1183 790). Das Gefälle der Rinnen zeigt allerdings nicht in Fliessrichtung des ehemaligen Rheingletschers, sondern in die entgegengesetzte Richtung, was darauf

hindeutet, dass es sich wahrscheinlich um spätglaziale Rinnen des abschmelzenden Rheingletschers handeln dürfte.

Holozän

Die holozänen Ablagerungen des Kartengebiets werden dominiert von den im Rheintal grossflächig auftretenden und äusserst mächtigen Bergsturzablagerungen von Tamins und Flims, wobei diejenige des älteren Taminser Bergsturzes ganzheitlich im Kartengebiet liegt, während sich jene des Flimser Bergsturzes über die Gebiete der Kartenblätter Reichenau und Flims erstreckt. Beide Bergstürze wurden von früheren Autoren schon bearbeitet, wobei allerdings bei einigen Arbeiten die Bonaduz-Formation oder die Tumas von Domat/Ems im Vordergrund standen. Der Taminser Bergsturz selbst wurden von ABELE (1970), NABHOLZ (1954), SCHELLER (1970), KIRCHEN (1993), CALHOUN & CLAGUE (2018) und PFIFFNER et al. (2023) näher diskutiert, der Flimser Bergsturz durch GSELL (1918), NABHOLZ (1975), SCHNEIDER et al. (1999), WASSMER et al. (2004), VON POSCHINGER (2005), CAPREZ (2008), POLLET & SCHNEIDER (2004), CALHOUN & CLAGUE (2018) sowie PFIFFNER (2022). Die deutlich kleinere Bergsturzmasse von Bargis ist zwar schon seit längerem bekannt, aber noch nie im Detail bearbeitet und studiert worden.

Bergsturzmasse von Tamins

Die Bergsturzmasse von Tamins baut die hügelige Landschaft um das Dorf Tamins – mit Rascheu, Cartschitscha und dem Kirchhügel im Dorfzentrum – sowie die bewaldeten Rücken von Ils Aults und Crest'Aulta südlich von Reichenau auf. Die Hügelzüge Rascheu und Cartschitscha sind quer zur Sturzrichtung Ostnordost–Westsüdwest orientiert, während die Kämme der südöstlich gelegenen Hügel Ils Aults und Crest'Aulta sowie die der östlich von Crest'Aulta gelegenen Tuma Lunga («langer Hügel»), Tuma Calchera (Pkt. 620 m) und – etwas weniger deutlich – Tum'Arsa und Tuma Varsera (Pkt. 607 m) Nord–Süd verlaufen (Fig. 25). Diese vier Tumas zusammen mit Crest'Aulta dürften entstanden sein, als der Trümmerstrom am Gegenhang aufprallte und dann seitlich abglitt, wie das auch CALHOUN & CLAGUE (2018) sowie PFIFFNER et al. (2023) ausführten. Zu dieser Dehnung passen auch die bogenförmigen Lineamente beziehungsweise Abrissränder östlich von Ils Aults, bei welchen jeweils der östliche Block abgesenkt wurde (Fig. 25). Dadurch entstand zwischen Ils Aults und Crest'Aulta eine markante Depression, die durch mehrere abflusslose Senken markiert ist.

Auf dem Kartenblatt konnte die Bergsturzmasse von Tamins aufgrund der im Gelände vorwiegend vorgefundenen lithologischen Zusammensetzung der Blöcke in mehrere Untereinheiten gegliedert werden. Sie besteht hauptsächlich

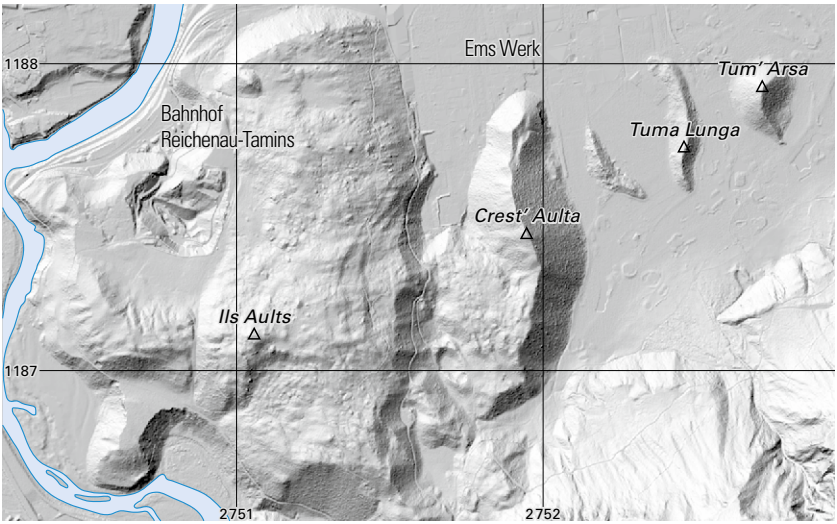


Fig. 25: Geländemodell (swissALTI[3D]) der Bergsturzmasse von Tamins im Gebiet von Ils Aults südlich von Reichenau mit Nord-Süd-streichenden Hügelzügen und halbmondförmigen Abrissrändern. Die Orientierung der Hügel und der Abrissränder deuten darauf hin, dass die Bergsturzmasse am Gegenhang aufprallte und anschliessend seitlich abglitt.

aus Blöcken von «Quintner Kalk». Einsicht in die Struktur der Bergsturzablagerung gewinnt man im Anriss östlich von Tamins (Koord. 2750 950/1188 600, Fig. 26a), wo ersichtlich ist, dass jeweils in den mit kleineren Blöcken verzahnten grösseren Blöcken die Schichtung des Kalks noch zu erkennen ist. Der Hügel, auf dem die Kirche von Tamins steht (Pkt. 693 m), besteht grösstenteils aus Blöcken von Sandstein der Bommerstein-Formation und untergeordnet von «Quintner Kalk». Südlich von Reichenau ist der Hügelzug südlich von Plong Vaschnaus (Pkt. 710 m) hauptsächlich von permokarbonischen Vulkaniten der Plattenzüg-Formation aufgebaut. Auf dem Rücken südlich von Ils Aults bei Pkt. 765 m (Koord. 2751120/1186930) befinden sich Blöcke von Sandstein der Bommerstein-Formation und südlich davon Blöcke von Dolomit der Röti-Formation.

Neben der zusammenhängenden Hauptmasse der Bergsturzablagerung von Tamins gibt es zahlreiche bis zu mehrere hundert Meter grosse Blöcke, welche im Kartenbild von der Hauptmasse abgetrennt in der Bonaduz-Formation schwimmen oder als Hügel aus der Bonaduz-Formation herausragen. Sie liegen verstreut in der Ebene von Bonaduz–Rhäzüns und werden im Kapitel Verschwemmte Bergsturzmasse von Tamins beschrieben.

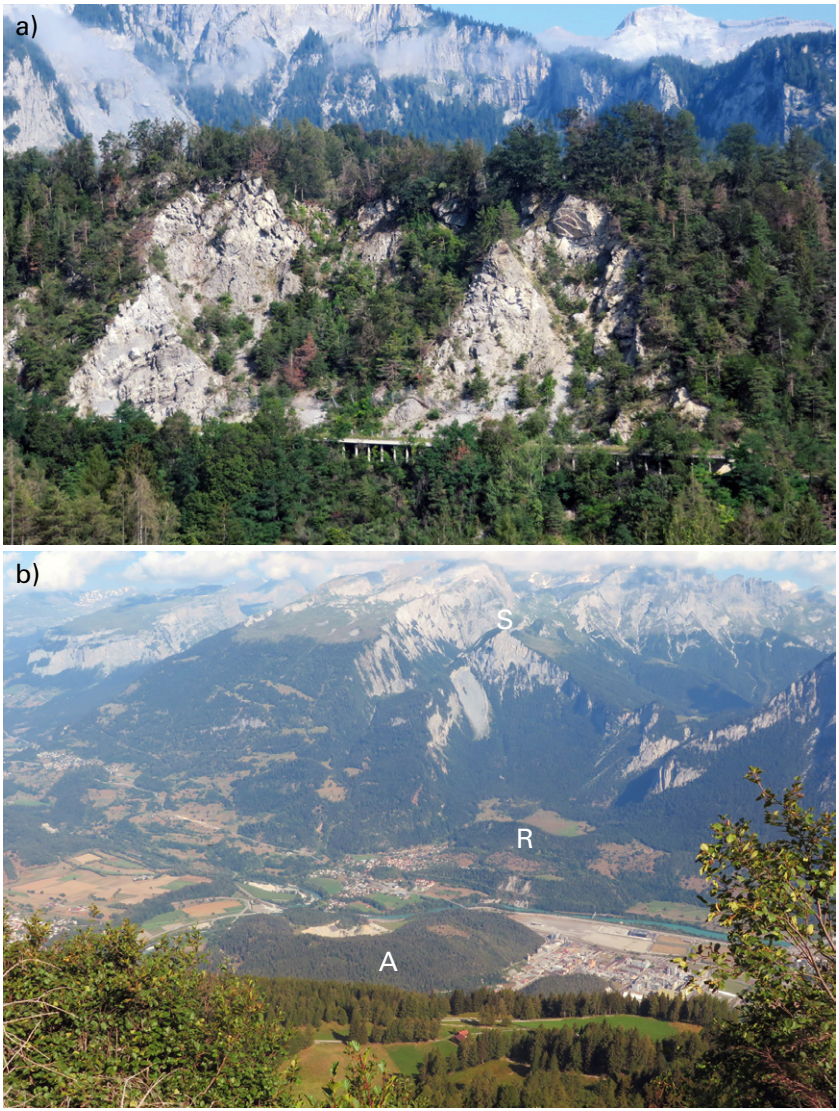


Fig. 26: Bergsturzmasse von Tamins. a) Blockige Trümmermasse in einem Anriss östlich von Tamins. Blick in Richtung Nordwesten. b) Abrissgebiet und Bergsturzmasse von Tamins. Blick in Richtung Nordwesten (S: Säsagit, R: Rascheu, A: Ils Aults). Fotos O. A. Pfiffner.

Teile der Bergsturzmasse sind von jüngeren Lockergesteinen bedeckt, die von früheren Autoren (z.B. STAUB 1910, OBERHOLZER 1920, ABELE 1974, NABHOLZ 1975) als dünne Moränendecke interpretiert wurden. Neuere Befunde lassen jedoch den Schluss zu, dass es sich hierbei um Ablagerungen eines durch den Niedergang des Flimser Bergsturzes ausgelösten Tsunamis sowie um aufgewühlte und mobilisierte Lockergesteine der ehemaligen Talfüllung handelt.

Das Abrissgebiet des Taminser Bergsturzes ist in der Nische Vogelstein–Säsagit–Garschlichopf zu suchen (Fig. 26b). Teil davon sind die auffallend geradlinig verlaufenden Felswände zwischen dem Vogelstein dem Rund Chopf sowie bei Scalarippis westlich des Garschlichopfs, welche parallel zum dominanten Kluftsystem verlaufen und eine mechanische Schwächezone andeuten. Zwischen Garschlichopf und Foppastein verläuft zudem eine Querstörung, entlang welcher der Kalk stark zertrümmert ist und als Kataklasit vorliegt.

Aus der Nische südlich des Foppachopfs ist ein grösserer Block von triassischen bis spätjurassischen Sedimentgesteinen abgeglitten und liegt heute grösstenteils als eine zerrüttete Sackungsmasse vor. Versackte triassische und mitteljurassische Sedimentgesteine sind im Gebiet zwischen Benis Boden und Muris Halden auf 650–900 m ü.M. zu beobachten. Die Sackungsmasse ist durchsetzt von offenen Spalten, weist aber eine gewisse Kohärenz auf. Auf Benis Boden (Koord. 2751 500/ 1189 450) ist die Sackungsmasse lokal von Sturzblöcken des Taminser Bergsturzes überlagert, so dass davon auszugehen ist, dass die Sackung vor dem Niedergang des Taminser Bergsturzes stattfand.

Bergsturzmasse von Flims

Die bewaldeten Gebiete beidseits der Ruinaulta bilden den Hauptteil der Bergsturzmasse von Flims. Die am Ostrand der zusammenhängend aufgeschlossenen Trümmermasse auftretenden Hügel Bot Danisch, Bot Ars, Pkt. 707 m bei Ziavi und Bot Tschavir, die östlich von Punt Veder und unterhalb Crestis am Rheinabhang aufgeschlossenen Gesteinsmassen wie auch der markante Hügel Bot Dagatg dürften wahrscheinlich auch noch zur zusammenhängenden Bergsturzmasse gehören.

Die Bergsturzmasse von Flims wurde auf der Karte – analog wie diejenige von Tamins – in Untereinheiten gegliedert, die veranschaulichen, wo vorwiegend welche Gesteinsformationen als Blöcke auftreten. Die Trümmermasse des Flimser Bergsturzes besteht weitgehend aus «Quintner Kalk», untergeordnet aus Tros-Kalk, vor allem in den höheren Bereichen des Rheinabhangs nördlich des Vorderrheins zwischen Ransun und dem westlichen Kartengebietsrand, und aus Kalk der Öhrli-Formation, grossflächig nördlich der Ruinaulta und nur lokal beim Crest'Aulta, westlich von Rusnas dil Melcher und am Bot Dagatg. Am Bot Ars und südöstlich des Bot Danisch (Koord. 2748 960/1186 680) ist etwas fragliche Schilt-Formation vorhanden. Bei Plaunca da Zault (Koord. 2746 700/1186 300), östlich des

Bot Fiena (Koord. 2745 540/1187 800) und auf dem Bot Danisch (Koord. 2748 570/1186 900) konnten zusätzlich Blöcke von Echinodermenkalk beziehungsweise rötlich braun anwitterndem Sandkalk und schiefrigem sandig-kalkigem Tonstein der Bommerstein-Formation festgestellt werden. Gebiete mit Blöcken von vorwiegend schiefrigem Tonstein des Glarner Verrucanos treten westsüdwestlich des Lag la Cresta am westlichen Kartengebietsrand (Koord. 2742 670/1187 850) und am Westabhang des Bot Tschavir (Koord. 2747 250/1187 040) auf. Interessant sind die Hügel bei Pkt. 1012 m südlich der Rusnas dil Melcher (Koord. 2746 130/1185 090), welche vorwiegend aus Blöcken von Sandkalk und Tonschiefer der Grava-Decke aufgebaut sind. Erwähnenswert sind beidseits des Flem auf der Höhe des Bot da Pradalaus auftretende lokale Vorkommen von durch den Niedergang des Flimser Bergsturzes umgelagerter letzteiszeitlicher Moräne.

Die Ruinaulta, wie auch das Tobel der Rabiusa, geben einen illustrativen Einblick über den Aufbau der Trümmermasse. Basierend auf Beobachtungen im Gelände können verschiedene Typen von Bergsturztrümmern unterschieden werden. Diese Typisierung wird nachstehend anhand von Fotos erläutert.

An dieser Stelle ist zu erwähnen, dass solche Typisierungen schon früher gemacht wurden. WASSMER et al. (2004) unterschieden eine *strukturierte Fazies* mit Bruchflächen, welche feinkörnige Lagen in einem schiefen Winkel schneiden. Diese Lagen wurden als parallel zur ehemaligen Schichtung interpretiert. Im Gegensatz dazu wird eine *granulare Fazies* mit Blöcken in einer sandigen Matrix beschrieben. Dazwischen befindet sich nach diesen Autoren eine *intermediäre Fazies* mit Klasten in einer körnigen Matrix, in welcher die Anzeichen der strukturierten Fazies gegen oben sukzessive verschwinden. Entsprechend sind in ihrem Profilschnitt diese drei Faziestypen übereinander angeordnet, wobei die granulare Fazies zuoberst liegt. Schliesslich schieden WASSMER et al. (2004) eine *brekziierte Fazies* im Bereich des Aufpralls des Bergsturzes auf dem Gegenhang aus; die brekziierte Fazies weist generell einen geringen Matrixanteil und eine innige Verzahnung der Komponenten auf. Diese Untersuchung beruht auf einer früheren Analyse durch SCHNEIDER et al. (1999), welche sich hauptsächlich auf das Gefüge der Trümmermasse fokussierte. Die Beschreibung der Gefüge wird in der besagten Arbeit mittels schematischer Grafiken erläutert und dokumentiert, ist im Gelände jedoch nicht gut nachvollziehbar. POLLET & SCHNEIDER (2004) griffen ebenfalls auf die Gefügebeschreibungen von SCHNEIDER et al. (1999) zurück und versuchten die Auflösung des Zusammenhalts der Trümmermasse mit systematisch angeordneten Scherflächen zu erklären. Als primäre Scherfläche deuteten sie die sedimentäre Schichtung der Kalkabfolgen, die von einer Schar von parallel angeordneten, steil einfallenden Scherflächen begleitet wurde, ein Modell, das allerdings nicht zu überzeugen vermag.

Aufgrund der Geländebeobachtungen, die im Rahmen der geologischen Aufnahme von Atlasblatt Reichenau gemacht wurden, lassen sich fünf Trümmertypen unterscheiden:

Trümmertyp 1: An der Basis des zerrütteten hellgrauen und weisslichen Kalks sind vielerorts Vorkommen von komplett zerrüttetem brekziiertem schwärzlichem Kalk auszumachen. Diese Vorkommen liegen meist unter einem Überhang aus zerrüttetem hellem Kalk (Fig. 27a). Die Obergrenze des schwärzlichen Kalks ist vielerorts an steilstehenden Brüchen versetzt (Fig. 27b). Diese Brüche wurden während des Sturzprozesses angelegt und begrenzen in sich kompaktere Blöcke innerhalb des Trümmerstroms, welche sich seitlich zueinander bewegten. Im Val da Mulin (Blatt Flims) liegt der schwärzliche Kalk direkt über dem dort aufgeschlossenen anstehenden Ilanz-Verrucano. Auch andernorts kommt der schwärzliche Kalk hauptsächlich im untersten Teil der Trümmermasse vor und dürfte möglicherweise – wenigstens ansatzweise – an der Basis des Trümmerstroms gebildet worden sein. Die im Winter deutlich erkennbare Eisbildung am oberen Kontakt und innerhalb des schwärzlichen Kalks weist auf eine etwas erhöhte Wasserzirkulation hin.

Trümmertyp 2: Dieser Typ umfasst zerklüftete aber noch zusammenhängende, bis mehrere hundert Meter grosse Kalkblöcke, deren ursprüngliche Schichtung aus der Distanz noch erkennbar ist. Die beobachtete Schichtung kann relativ konstant einfallen, ist aber gekippt relativ zum regionalen Einfallen im Herkunftsgebiet. In Figur 28a ist die Schichtung im untersten Teil der Felswand oberhalb der Bildmitte und in den Felsen angrenzend an die Geröllhalde am rechten Bildrand deutlich sichtbar. Eine rund 10 m grosse S-förmige Falte, die durch eine nach links einfallende Abschiebung abgeschnitten wird, ist in Figur 28b zu erkennen. Dieser Typ von Falten samt den dazugehörigen Kalzitadern und der ansatzweise sichtbaren Achsenebenenschieferung sind typische Strukturmerkmale der Calanda-Phase der unterhelvetischen Kalkabfolge (PFIFFNER 1978). Insgesamt zeigen diese beiden Beispiele, dass die Trümmermasse beim Sturz nicht einem turbulenten Fliessen unterworfen war, sondern einzelne Blöcke oder gar grössere zusammenhängende Abfolgen sich als Paket bewegten und dabei intern zerbrachen (Fig. 28c).

Trümmertyp 3: Ein Grossteil der Bergsturzmasse liegt als komplett zerrüttete Masse von weisslichem Kalk vor, in welcher zentimeter- bis metergrosse, eckige Blöcke von grauem Kalk in einer kataklastischen, meist aus einem Gesteinsmehl bestehenden Matrix schwimmen. Figur 29 zeigt ein Anrissgebiet mit metergrossen Blöcken, während in den Aufschlüssen auch zentimetergrosse Fragmente zu beobachten sind. Die Fragmentgrösse variiert von Ort zu Ort, ebenso der volumenmässige Anteil der Matrix. Bei geringem Matrixanteil sind die unterschiedlich grossen eckigen Komponenten eng verzahnt und bilden eine komponentengestützte Brekzie. Die Komponenten selbst sind stets von zahlreichen Klüften durchsetzt, entlang derer bei weiterer Durchbewegung die Komponenten in kleinere Fragmente zerbrochen sind. Das Resultat ist vergleichbar mit einer tektonischen Brekzie, in welcher dunkelgraue eckige Komponenten von bis zu 3 cm mächtigen Scherzonen aus Gesteinsmehl (Kataklasit) durchzogen werden (Fig. 30). Die Scherzonen wei-

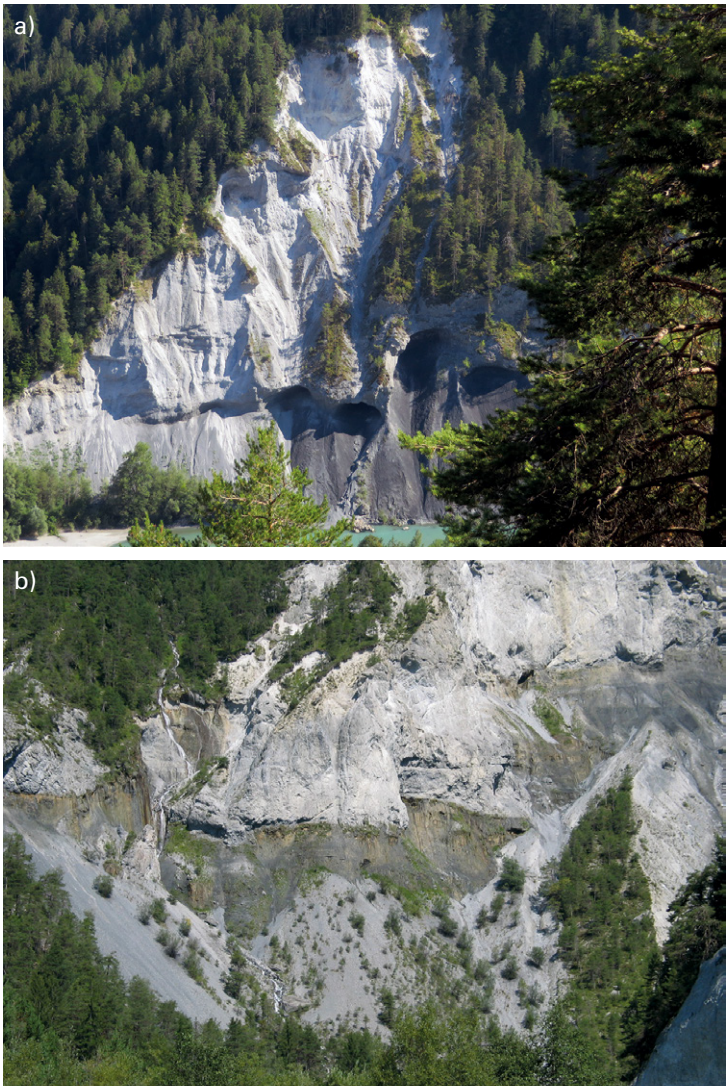


Fig. 27: Zerrütteter schwärzlicher Kalk an der Basis der Trümmermasse des Flimser Bergsturzes (Trümmertyp 1). a) Aufschluss in den Islaplanggen nördlich von Versam. b) Von Brüchen versetzter schwärzlicher Kalk am Nordabhang der Ruinaulta bei Las Ruinas sut Crestaulta nördlich von Chrummwag. Fotos O. A. Pfiffner.



Fig. 28: Grössere zusammenhängende Blöcke in der Bergsturzmasse von Flims (Trümmertyp 2). a) Grosser Kalkblock mit erkennbarer Schichtung. Östlich von der Isla Davos. Blick in Richtung Osten. Foto O. A. Pfiffner. b) Falte an der Strasse durch das Versamer Tobel, die durch eine Abschiebung abgeschnitten wird (Koord. 2745 340/1185 240). Foto O. A. Pfiffner. c) Kalkabfolge mit deutlich erkennbarer Schichtung. Unteres Versamer Tobel. Foto R. Wyss.



Fig. 29: Komplett zerrüttete Bergsturzmasse von Flims mit metergrossen Komponenten in weisslicher Matrix aus zerriebenem Kalk (Trümmertyp 3). Anriss westsüdwestlich des Bahnhofs Versam-Safien. Blick in Richtung Südosten. Foto O. A. Pfiffner.

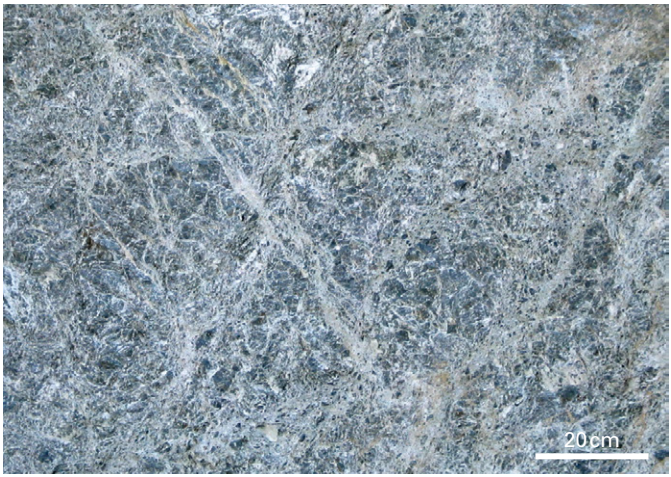


Fig. 30: Tektonische Brekzie in der komplett zerrütteten Bergsturzmasse von Flims (Trümmertyp 3) mit dunkelgrauen, eckigen Kalkkomponenten umgeben von hellgrauer Matrix und durchzogen von hellen Adern von Gesteinsmehl. Aufschluss am linksseitigen Ufer des Vorderrheins bei Isla Casti (Koord. 2743 330/1185 650). Foto O. A. Pfiffner.



Fig. 31: Pyramiden in der Bergsturzmasse von Flims (Trümmertyp 4) bei Ruinas da Corvs nordwestlich des Bahnhofs Versam-Safien. Foto O. A. Pfiffner.

sen unterschiedliche Orientierungen auf und kreuzen sich bisweilen. Nebst den Scherzonen bildet der Kataklasit zudem auch Nester, in welchen zentimetergrosse graue Kalkkomponenten schwimmen.

Trümmertyp 4: Auffallend im Gelände sind weissliche steile Felswände aus einem relativ homogenen völlig zerrütteten Kalk, in welchem keine Blöcke zu erkennen sind. Typisch für diesen Gesteinstyp ist das Vorkommen von Pyramiden, die eine Höhe von bis zu 50 m erreichen können (Fig. 31). Die Entstehung solcher Pyramiden spricht für ein homogenes isotropes Gefüge des ausgehenden Gesteinsmaterials. Am Fusse der Felswände sind durch Zurückwittern öfters auch Höhlen zu beobachten. Generell sind diese weisslichen Felswände im oberen Teil des Trümmerstroms zu beobachten, unmittelbar unter der bräunlichen blockigen Lage aus helvetischem kretazischem Kalk des «Carapace» (s. Trümmertyp 5), dem zuoberst liegenden Trümmertyp der Bergsturzmasse. Der sandige Aspekt beim Anschlagen des weisslichen Kalks lässt eine Zuordnung zum Tros-Kalk vermuten.



Fig. 32: «Carapace» der Trümmermasse des Flimser Bergsturzes (Trümmertyp 5). a) Dunkelgraue bis bräunliche blockige Lage von kretazischem Kalk bei Las Ruinas sut Crestaulta (Koord. 2744 000/1186 000). Blick in Richtung Nordosten. b) Chaotisch gelagerte Blöcke von kretazischem Kalk bei Uaul Zuppau südwestlich des Lag la Cresta. Fotos O. A. Pfiffner.

Trümmertyp 5: Zuoberst in der Trümmermasse befindet sich eine bis zu 50 m mächtige bräunliche Lage von kaum verzahnten Blöcken, die wie eine Art Schale beziehungsweise Panzer (englisch «Carapace») die Bergsturzmasse abdecken (Fig. 32a). Die bräunliche Farbe dieser Lage ist auf die Lithologie – vorwiegend Kalk der Öhrli-Formation – zurückzuführen, die in Blöcken zerlegt diese Lage aufbauen. Bei Uaul Zuppau südwestlich des Lag la Cresta (Koord. 2743 250/1188 000) ist der Waldboden mit über 5 m grossen Blöcken von Kalk der Öhrli-Formation übersät (Fig. 32b). Insgesamt erweckt dies den Eindruck, dass diese oberste Blocklage als Folge der Dilatation relativ locker gelagert ist und dadurch die zertrümmerten Blöcke während des Sturzverlaufs nach oben entweichen konnten.

Die Trümmermasse wird von zahlreichen grossmassstäblichen Brüchen zerschnitten. Deren Orientierung ist variabel und die Versätze bewegen sich – sofern überhaupt bestimmbar – im Meter- bis Dekameterbereich. In Figur 33a markiert ein solcher Bruch die Ober- und Untergrenze des weisslichen Kalks in der Bildmitte. Die gegen oben geradlinig begrenzten Eisbildungen lassen Wasseraustritte entlang des Bruchverlaufs vermuten. Zwei zusätzliche Brüche weiter unten zeigen weiter links im Bild keine sichtbare Fortsetzung. Der subvertikal verlaufende Bruch in Figur 33b wird von einem 1–2 m mächtigen weissen Kataklasitband begleitet. Der Kataklasit ist offenbar nicht Wasser führend. Schliesslich sind auch die in den bewaldeten Partien im Gebiet Ruinaulta–Lag la Cresta nördlich des Vorderrheins im digitalen Geländemodell gut erkennbaren linearen Strukturen wahrscheinlich als Brüche innerhalb der Trümmermasse zu interpretieren. Die Entstehung all dieser Brüche dürfte auf die Zerlegung der Trümmermasse während des Transports und des anschliessenden Aufpralls am Gegenhang zurückzuführen sein. Ähnliche Brüche wurden von DUFRESNE et al. (2016) in der Bergsturzmasse von Tschirgant (Österreich), von VON WARTBURG et al. (2020) in der Bergsturzmasse von Molveno (Italien) und von LAGMAY et al. (2020) in der Bergsturzmasse von Naga City (Philippinen) beschrieben.

Erratische Blöcke in der Bergsturzmasse von Flims

Auf der Bergsturzmasse Flims und in angrenzenden Bereichen liegen verschiedene Blöcke, die von früheren Autoren (z.B. OBERHOLZER 1920, NABHOLZ 1975) als vom Eis abgelagerte Erratiker interpretiert wurden. HANTKE (1970) korrelierte sie mit einem spätglazialen Vorstoss des Rheingletschers, dem «Churer-Stadium». Wie eingangs auf Seite 62 erwähnt, sind allerdings die für dieses «Churer-Stadium» ins Feld geführten Argumente nicht stichhaltig. DEPLAZES et al. (2007) datierten den Flimser Bergsturz aufgrund von terrestrischem organischem Material in Seesedimenten auf 9660–9430 cal. BP (Minimalalter). Entsprechend kann es sich bei Blöcken auf der Bergsturzmasse oder in deren näheren Umgebung nicht um vom Gletscher abgelagerte erratische Blöcke handeln. Viel wahrscheinlicher ist die Erklärung, dass es sich hierbei um ehemalige Erratiker



Fig. 33: Brüche in der Bergsturzmasse von Flims. a) Durch Wasseraustritte (Eisbildungen) angedeutete flach einfallende Brüche linksrheinisch nördlich des Bahnhofs Versam-Safien. b) Subvertikaler Bruch mit einem Kataklasitband aus weissem Gesteinsmehl. Anriss westsüdwestlich des Bahnhofs Versam-Safien. Fotos O. A. Pfiffner.

handelt, die vom Gletscher auf dem «Ur-Flimserstein» zurückgelassen und anschliessend beim Niedergang des Bergsturzes zusammen mit der Trümmermasse talwärts transportiert wurden.

Solche Blöcke wurden als Erratiker in der Bergsturzmasse von Flims ausgeschieden und mit einem eigenen Symbol auf der Karte dargestellt. Die innerhalb der Umgrenzung der Bergsturzmasse liegenden Blöcke wurden auf deren Rücken oder oberflächennah transportiert; diejenigen ausserhalb der Bergsturzmasse wurden entweder durch Erosion und fluviatile Prozesse wenig weit transportiert oder durch Erosion aus der Tsunamiablagerung oder der Bonaduz-Formation freigelegt.

Sedimentäre Gänge (clastic dykes) in der Bergsturzmasse von Flims

Beim Impakt der Bergsturzmasse von Flims in den Bonaduzersee und durch den Aufprall am Gegenhang zerbrach diese, was durch sedimentäre Gänge (clastic dikes) beziehungsweise Injektionen von Bonaduz-Formation, welche von unten in die Bergsturzmasse intrudiert sind, belegt wird. Ein illustratives Beispiel hierzu sind die gelblichen Säulen aus Bonaduz-Formation östlich des Bahnhofs Trin (Koord. 2746 850/1186 850, Fig. 34). An der Basis der linken Säule ist unten links Bergsturzmaterial im direkten vertikalen Kontakt zur Bonaduz-Formation zu erkennen. Innerhalb der intrudierten Bonaduz-Formation liegt, wie schon CALHOUN & CLAGUE (2018) beschrieben, eine vertikale Gradierung (Fining-Upward) vor.

Ein weiteres Beispiel eines sedimentären Gangs ist in der Schlucht im Val Pintrun rund 250 m vor der Mündung des Flem in den Vorderrhein aufgeschlossen (Koord. 2745 380/1186 500). Hier durchbricht ein rund 6 m mächtiger, aus Kies und Silt der Bonaduz-Formation bestehender vertikaler Gang mit horizontaler Gradierung die Bergsturzmasse. Wie in Figur 35 ersichtlich ist, ist am linken Rand Grobkies in direktem Kontakt mit dem Bergsturzmaterial. Die Körnigkeit nimmt nach rechts zunächst ab, um anschliessend bis zum Kontakt zu einer etwa 20 cm mächtigen siltigen Linse wieder zuzunehmen. Rechts der Linse folgt, getrennt durch einen rund 1 m mächtige Lage von Grobkies eine zweite siltige Linse mit einer Mächtigkeit von 1,5 m, die wiederum gegen rechts von Grobkies abgelöst wird. Beim genaueren Betrachten ist zu erkennen, dass die lange Achse der grösseren Komponenten vertikal, das heisst parallel zur Richtung der Injektion, eingeregelt ist. Die Fortsetzung des Gangs nach Südosten dürfte dem Unterlauf des Flem folgen. Nach Nordwesten verliert er sich im bewaldeten Rücken.

Entwässerungstrichter (blow-out structure) in der Bergsturzmasse von Flims

Im Bereich der Bergsturzmasse von Flims finden sich verschiedenenorts dolinenartige Senken ohne oberirdischen Abfluss. Sie haben oft die Form eines Trichters und weisen keine Sedimentfüllung auf. Einzelne Senken besitzen eine unregelmässige Form oder zeigen vereinzelt an ihrer tiefsten Stelle eine ebene,

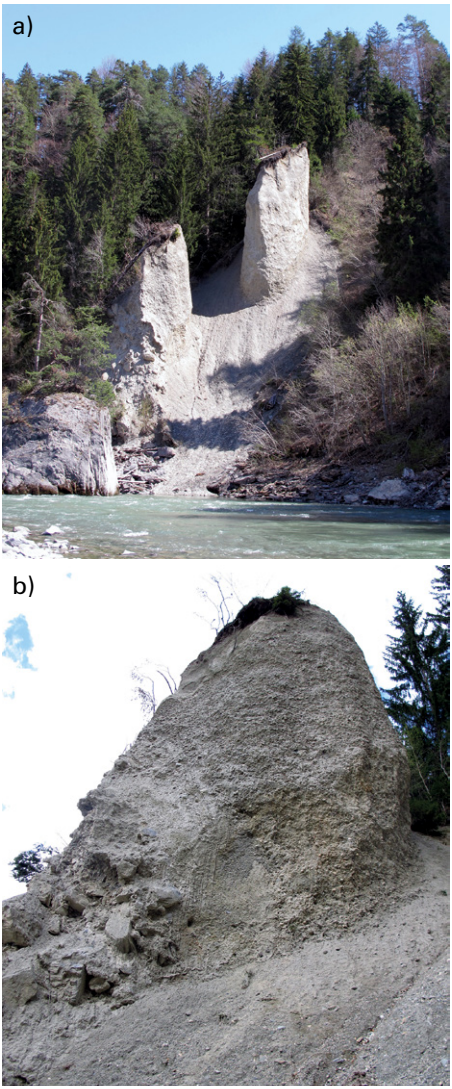


Fig. 34: Sedimentärer Gang (clastic dyke) mit Injektion von Bonaduz-Formation. a) Zwei Säulen von Bonaduz-Formation östlich des Bahnhofs Trin. Die Sedimente sind unten grobkörniger als oben. b) Am Fuss der linken Säule ist der vertikale Kontakt zur Bergsturzmasse von Flims deutlich sichtbar. Fotos R.Wyss.

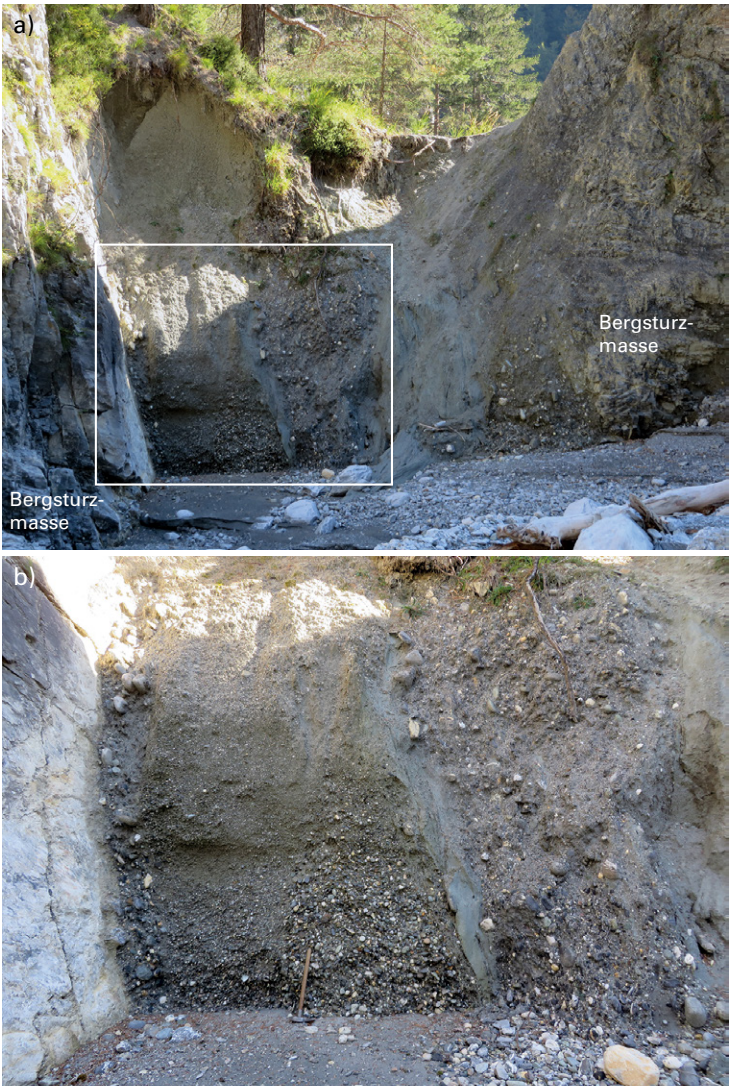


Fig. 35: Sedimentärer Gang in der Schlucht des Val Pintrun (Koord. 2745 375/1186 500). a) Gesamtansicht des sedimentären Gangs. Deutlich erkennbar ist der vertikale Kontakt zur Bergsturzmasse. b) Detailansicht des Gangs, die die vertikale Strukturierung innerhalb der injizierten Bonaduz-Formation zeigt. Fotos O. A. Pfiffner.



Fig. 36: Tsunamiablagerung mit Kristallin- und Kalkgeröllen in siltig-lehmiger Matrix im Gebiet Reichenau–Tamins. Aufschluss westlich von Plong Vaschnaus (Koord. 2750 500/1187 300). Der Kopf des Hammers liegt in der komplett zerrütteten Bergsturzmasse von Tamins (Tektonische Brekzie). Foto O. A. Pfiffner.

horizontale Oberfläche. Der Rand der Senken ist oft von einem Kranz von Gesteinsblöcken gesäumt, die als vom ausströmenden Wasser-Gas-Gestein-Gemisch gewaltsam ausgeworfene Gesteinsfragmente interpretiert werden. Besonders gut zugängliche Beispiele von Entwässerungstrichtern befinden sich südöstlich von Trin Digg (bei Koord. 2745 500/1187 200 und 2745 700/1187 100).

Tsunamiablagerungen

Die durch den Niedergang des Flimser Bergsturzes in den Bonaduzersee verursachte Flutwelle prallte auf die Bergsturzmasse von Tamins und überschwemmte diese teilweise. Südwestlich von Reichenau im Gebiet Tuma da Zislis – Ils Aults – Crest'Aulta sowie nordöstlich von Tamins im Gebiet Ratenna – Benis Boden überdeckt eine maximal 1 m mächtige, als Tsunamiablagerung interpretierte Lockergesteinsschicht von Silt mit dezimetergrossen Geröllen die Bergsturzmasse von Tamins (Fig. 36). Weitere Vorkommen finden sich nördlich von Bot Mulins am Bot Danisch in der Bergsturzmasse von Flims.

q_B Bonaduz-Formation

Beim Niedergang des Flimser Bergsturzes in den Bonaduzersee wurden dessen wassergesättigten Sedimente intensiv aufgewühlt, zu einer Suspension («Gesteinsbrei») verflüssigt und talaufwärts in Richtung Thusis beziehungsweise talabwärts in Richtung Chur verfrachtet und rasch wieder abgelagert (PAVONI 1968, ABELE 1970, VON POSCHINGER et al. 2006, CALHOUN & CLAGUE 2018). Es ist anzunehmen, dass auch der oberste Teil der spätglazialen fluvioglazialen und wassergesättigten Füllung des übertieften Tals des Vorderrheins verflüssigt wurde (PFIFFNER 2022, PFIFFNER et al. 2023).

Wie bereits in den Erläuterungen von Atlasblatt Thusis ausgeführt (WYSS & WIEDERKEHR 2017), werden die in der Literatur unter dem Begriff «Bonaduzer Schotter» (PAVONI 1968) beziehungsweise «Kiese von Bonaduz» (VON POSCHINGER 2006) bekannten Sedimente als Bonaduz-Formation bezeichnet. Der Begriff «Bonaduz-Schotter» ist zu vermeiden, da dieser eine fluviatile Genese assoziiert, was im vorliegenden Fall nicht zutreffend ist.

Eine gute lithologische Beschreibung der Bonaduz-Formation gibt PAVONI (1968). Die wichtigsten Merkmale sind:

- gute Durchmischung von Kies, Sand und Silt
- praktisch völlig fehlende Anzeichen einer Schichtung
- Auftreten von Paketen mit relativ einheitlicher maximaler Korngrösse; lediglich in der Kiesgrube von Reichenau ist die Abfolge etwas gradiert (Fig. 37a)
- hohe Porosität des Materials
- steilstehende Entwässerungsstrukturen («Pavoni-Röhren», Fig. 37b)
- teilweise mit vertikaler Längsachse eingeregelte Komponenten
- dezimeter- bis metergrosse Schollen und Fetzen von Stillwassersedimenten (Silt, Lehm, Fig. 37c)

Bei Undrau südlich von Rhäzüns (Fig. 38) und in der Kiesgrube von Reichenau dominieren feinkörnige Ablagerungen in der Bonaduz-Formation.

Ein wichtiges Element, das genetisch eng mit der Bonaduz-Formation zusammenhängt, sind die isoliert in der Bonaduz-Formation vorkommenden und auf der Karte als eigenständige Einheit ausgeschiedenen bis über 100 m grossen Blöcke von Bergsturztrümmern. Es handelt sich dabei, wie weiter unten diskutiert, um losgerissene und verschwemmte Anteile der Bergsturzmasse von Tamins.

Gesteine der Bonaduz-Formation finden sich südlich des Vorderrheins und gut aufgeschlossen an den Abhängen zum Hinterrhein. Der Untergrund der Ebene von Bonaduz und Rhäzüns wird aus Gesteinen der Bonaduz-Formation aufgebaut. Die Unterlage der Bonaduz-Formation wurde durch eine in Bonaduz abgeteufte 175 m tiefe Erdwärmesondenbohrung nicht erreicht. Gemäss Seismik-Befunden liegt die Untergrenze der Bonaduz-Formation auf 430 m ü. M. (PFIFFNER et

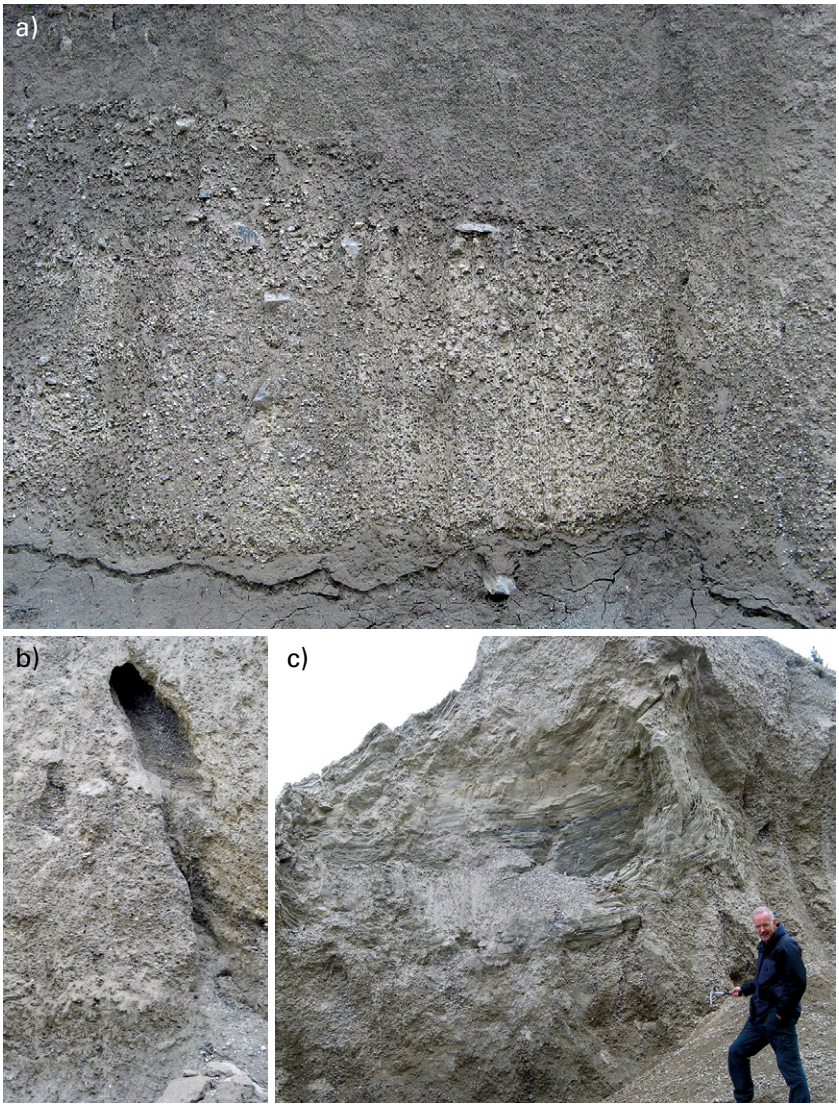


Fig. 37: Bonaduz-Formation in der Kiesgrube Reichenau. a) Leicht gradierte Abfolge. Bildbreite ungefähr 1,5 m b) Steilstehende Entwässerungsstruktur («Pavoni-Röhre»). Bildbreite ungefähr 1 m. c) Sandiger Kies mit Siltfetzen. Fotos O. A. Pfiffner.



Fig. 38: Mittel- bis Grobsand mit wenig Feinkies und vereinzelten Geröllen. Undrau (Koord. 2750 290/1183 510). Foto R. Wyss.

al. 1997), somit beträgt die Mächtigkeit im Raum Bonaduz rund 230 m. Gemäss weiteren Bohrbefunden ist die Talfüllung relativ heterogen aufgebaut und teilweise mit grösseren Blöcken durchsetzt. Dominant kiesige Lagen wechseln mit sandigen Bereichen. Dies lässt sich auch an den Aufschlüssen entlang des Hinterrheins beobachten.

Die Bonaduz-Formation überlagert westlich des Hinterrheins am Bot Dagatg und bei Plazzas die Bergsturzmasse von Flims beziehungsweise von Tamins; bei Reichenau (Plong Vaschnaus, Kiesgrube Reichenau) lagert sie der Bergsturzmasse von Tamins auf. Südlich von Rhäzüns ist die Bonaduz-Formation beidseits des Hinterrheins aufgeschlossen und bildet dort markante Terrassen.

Sehr lokale Vorkommen von Bonaduz-Formation finden sich in der Ruinaulta. Hierzu zählen Aufschlüsse östlich der Bahnstation Trin südlich des Rheins (Koord. 2746 830/1186 850), ausgangs des Tobels des Val Pintrun (Koord. 2745 390/1186 500), südöstlich von Ransun (Koord. 2745 250/1186 100), nordwestlich von Isla

Casti (Koord. 2743 280/1185 810) und an der Rabiusa im Versamer Tobel (Koord. 2745 300/1184 900). Wie auf Seite 84 diskutiert, sind diese Vorkommen von Bonaduz-Formation als Injektionen (sedimentäre Gänge bzw. clastic dykes) von mobilisierten Sedimenten der ehemaligen Talfüllung in die grobblockige Bergsturzmasse von Flims zu interpretieren.

Schliesslich lassen sich auch rheinabwärts von Domat/Ems (Abhang zum Rhein bei Barnaus), über Chur (Baugrube City West; VON POSCHINGER & RÜEGG 2012) bis Mastrils westlich von Landquart (mündl. Mitt. A. von Poschinger) einzelne Vorkommen von Kies und Siltfetzen beobachten, welche vom Erscheinungsbild her vergleichbar sind mit jenen der Bonaduz-Formation.

q_{Bs} Sandiger, gut gerundeter Kies mit Steinen

An zahlreichen, lokal begrenzten Stellen ist die Bonaduz-Formation deutlich feinkörniger und vor allem markant sandiger ausgebildet, wie beispielsweise im Bereich des Dorfkerns von Tamins, westlich der Kiesgrube Reichenau sowie auf der Terrasse von Matriel westlich von Tamins. In der Kiesgrube Reichenau weist die sandige Fazies der Bonaduz-Formation eine deutliche Schrägschichtung auf (Fig. 39). Die Komponenten sind kaum gerundet, gut sortiert und der Sand ist komponentengestützt. Dies deutet auf einen längeren Transportweg. Ein Indiz, dass es sich dabei um Flutablagerungen der nach Norden zurückfliessenden Wassermassen handeln könnte (Rückfluss der zuvor talaufwärts verfrachteten Suspension der Bonaduz-Formation).

Weitere äusserst lokale Vorkommen von feinkörniger und sandiger Bonaduz-Formation beschränken sich auf die grösstenteils aus verschwemmtem Bergsturzmaterial bestehenden Tuma im Gebiet Bonaduz–Rhäzüns. Auf Cresta Biema, zwischen Bonaduz und Rhäzüns gelegen, herrscht kiesiges Material mit Steinen unterschiedlicher Rundung vor; hervorzuheben ist ein Block von Verrucano im Bergsturzmaterial. Bemerkenswert sind zudem die Schwemmebenen auf der Nordwestseite des Hügels, bei welchen die höhere (674–672 m ü.M.) leicht gegen Süden einfällt. Ebenfalls auffällig ist der Hügel Cresta Leunga am Nordrand von Rhäzüns. Er weist einen chaotischen Aufbau aus Bergsturzmaterial mit Blöcken von dichtem marmoriertem Kalk, Echinodermenkalk, schiefrigem Kalk und Verrucano auf. Die Kuppe von Cresta Leunga auf 682 m ü.M. ist flach und dürfte ebenfalls als Schwemmebene zu interpretieren sein. Sie besteht aus siltigem Feinsand mit reichlich bis viel Kies.

Die Entstehung dieser sandig-kiesigen Sedimente auf den beiden Hügeln ist unklar. Es kann sich um Ablagerungen des nach Süden vordringenden Schuttstroms handeln (eigentliche Bonaduz-Formation), oder aber um Ablagerungen der nach Norden abfliessenden Wassermassen («Rückfluss-Sedimente»).

Der östlich von Bonaduz gelegene Hügel Plazzas dürfte im oberen Teil weitgehend aus Bonaduz-Formation aufgebaut sein. Am vom Hinterrhein umflosse-



Fig. 39: Sandige Bonaduz-Formation mit deutlich erkennbarer Schrägschichtung. Kiesgrube Reichenau. Foto O. A. Pfiffner.

nen Fuss des Hügels sind allerdings grosse Blöcke von Vulkaniten der Plattenzüg-Formation aufgeschlossen, welche der Bergsturzmasse von Tamins zuzuordnen sind. Die Kuppe des Hügels, das heisst oberhalb von 650 m ü. M., besteht aus gut gerundetem Kies mit Steinen. Dabei handelt es sich möglicherweise um Sedimentreste der nach Norden abfliessenden Wassermassen, welche ursprünglich ein höherliegendes Schwemmniveau bildeten. In den beiden 1977 abgeteuften Sondierbohrungen für die Prognose des Plazzas-Tunnels wurden sandreicher Kies, sauberer Kies und siltiger Sand sowie Feinkies angetroffen. Diese im Bohrprofil als «spätglaziale Stauschotter» interpretierten Sedimente dürften der heutigen Bonaduz-Formation entsprechen. Tunnelaufnahmen liegen keine vor. Mit 681 m ü. M. überragt der Hügel Plazzas die Schwemmebene um Bonaduz, wo die Bonaduz-Formation direkt unter der Terrainoberfläche ansteht, um ungefähr 20 m.

Beim mitten in Domat/Ems liegenden Tuma Casti, der mehrheitlich aus stark zertrümmertem «Quintner Kalk» der verschwemmten Bergsturzmasse von

Tamins besteht, kommt in der Nordflanke ein siltiger Feinsand mit Geröllen (vereinzelt mit bis zu 30 cm grossen Kristallingeröllen) vor, der temporär abgebaut wurde.

Verschwemmte Bergsturzmasse von Tamins

Die Hügel, beziehungsweise Tumas im Gebiet Bonaduz–Rhäzüns und weiter südlich im Domleschg fielen schon den frühen Bearbeitern dadurch auf, dass sich darin überraschenderweise Gesteine helvetischer Herkunft beobachten liessen. ARBENZ & STAUB (1910) interpretierten diese Aufschlüsse als anstehend und waren somit gezwungen, eine Reliefüberschiebung der penninischen «Bündnerschiefer» auf diese helvetischen Einheiten anzunehmen. Erst REMENYIK (1959) erkannte, dass diese Aufschlüsse ebenfalls Trümmer eines Bergsturzes sein müssen.

Am augenfälligsten sind die nordwestlich von Bonaduz gelegenen Hügel Bot Ars und Bot Danisch. Wie schon bei der Beschreibung der Bergsturzmasse von Flims auf Seite 74f. erwähnt, handelt es sich hierbei um die frontalen Teile der Trümmermasse des Flimser Bergsturzes, die in direktem Kontakt mit der Bonaduz-Formation liegen. Auch die kleinen Hügel westlich davon, Ziavi und der ganz kleine Bot da Zislis sind als Teile des Flimser Bergsturzes anzusehen, welche aus der Schwemmebene von Ransun herausragen.

Südlich von Bonaduz ragen hingegen mehrere Hügel aus der Ebene der Bonaduz-Formation heraus, die nicht der Bergsturzmasse von Flims angehören. Die Kirchhügel von Bonaduz und Sogn Gieri bestehen aus Blöcken von Serizit führendem dunklem Schiefer (fragliche Bommerstein-Formation), bei Pkt. 669 m und nördlich von Cresta Biema konnte Eisensandstein (Bommerstein-Formation) gefunden werden. Beim Hügel Tschart nördlich von Sogn Gieri wurde ein dichter Quarzit, beim Hügel von Sibel südlich von Cresta Biema Eisensandstein (Bommerstein-Formation) angetroffen. Im Falle der Hügel von Darnaus und Tierchel südöstlich von Cresta Biema konnten keine Blöcke gefunden werden.

Die lithologische Zusammensetzung dieser Hügel, aufgelistet in Tabelle 2, stimmt im Allgemeinen mit der Zusammensetzung der Bergsturzmasse von Tamins überein, was dafür spricht, dass es sich dabei um verschwemmte Anteile der Bergsturzmasse von Tamins handelt. Die meisten dieser Hügel werden als «Bot» bezeichnet, was im Rätoromanischen für Hügel, Höcker, Bühl oder Anhöhe steht. In zwei Fällen wird «Cresta» gebraucht, was auf Rätoromanisch Hügel mit Krete bedeutet.

Grössere Blöcke beziehungsweise Aufschlüsse von Trümmern des Flimser Bergsturzes und verschwemmten Teilen des Taminser Bergsturzes sind an verschiedenen Orten am Abhang der Bonaduz-Formation zum Vorder- beziehungsweise Hinterrhein zu finden. Aus ihrer Zusammensetzung kann eruiert werden, welchem Bergsturzereignis sie zuzuordnen sind. Das Vorhandensein von Blöcken von Tros-Kalk und kretazischem Kalk sprechen beispielsweise eindeutig für Trümmer des Flimser Bergsturzes. Die Vorkommen können wie folgt zugeordnet werden:

Tab. 2: *Zusammensetzung der Hügel in der Ebene von Bonaduz–Rhäzüns.*

Frontaler Teil der Bergsturzmasse von Flims				
Name	**Höhe** [m ü. M.]	**Dimensionen** [m]	**Morphologie**	**Lithologische Zusammensetzung**
Bot Dagatg	686	300×200	länglicher Hügel, Nordseite anerodiert	Blöcke von kretazischem Kalk, Tros-Kalk und «Quintner Kalk»
Bot Ars	698	250	dreieckige Form	Schilt-Fm.?
Bot Danisch	735, 723	300×600	länglicher Doppelhöcker, SE–NW ausgerichtet	Blöcke von «Quintner Kalk» und Schilt-Fm. im N, Dogger im E und S
Bot da Zislis	775	100	kleine rundliche Erhebung	«Quintner Kalk»
Ziavi	691, 707, 692	250×100	länglicher Dreifachhöcker, N–S ausgerichtet	«Quintner Kalk»
Bot Tschavir	783	800	tafelbergähnliche Form mit coupierter Oberfläche	«Quintner Kalk»
Verschwemmte Bergsturzmasse von Tamins				
Kirchhügel Bonaduz	665	70	rundliche Form	Dunkler Serizit führender Schiefer (Dogger?)
Pkt. 669m (NE Cresta Biema, Koord. 2750 050/1185 820)	669		längliche Form, E–W orientiert	Eisensandstein (Bommerstein-Fm.), viele Gerölle (u.a. auch Kristallin)
Pkt. 671m (unmittelbar N Cresta Biema, Koord. 2749 935/1185 600)	671	150×50		Eisensandstein (Bommerstein-Fm.), Blöcke von Kristallin oder Permokarbon
Cresta Biema	687	400×200	rundliche Form, im N flach, im S steiler, mit 2 Schwemmebenen bzw. Terrassen	Kiesiges Material vorherrschend (Bonaduz-Fm.), Block von Verrucano oder Plattenzüg-Fm.
Cresta Leunga	682	150	rundliche Form	Chaotischer Aufbau mit Blöcken von dichtem marmoriertem Kalk, Echinodermenkalk und Kalkschiefer; siltiger Feinsand mit reichlich Kies und Steinen (Bonaduz-Fm.)
Tschart	679	300×100	länglicher Hügel, N–S orientiert	Dichter Quarzit
Sogn Gieri	687	150	rundlicher Hügel, E-Flanke erodiert (Hinterrhein)	Dunkler Serizit führender Schiefer (Dogger?)
Darnaus	673	50	kleine rundliche Erhebung	Kein Aufschluss
Tierchel	680	100	kleine rundliche Erhebung	Kein Aufschluss
Sibel	676	60	kleine rundliche Erhebung	Eisensandstein (Bommerstein-Fm.), Kies und Steine
Schlosshügel Rhäzüns	655	300	längliche Form, rheinseitig (im E) tief angeschnitten, im N, W und S leicht anerodiert	Schilt-Fm., Dogger

Trümmer entlang des Vorderrheins (Bergsturzmasse von Flims):

- Uaul Punt Veder und westlich davon: «Quintner Kalk» und Bommerstein-Formation
- am nördlichen Abhang von Bot Dagatg (Campagna): «Quintner Kalk», Tros-Kalk und kretazischer Kalk

Trümmer entlang des Hinterrheins (Bergsturzmasse von Tamins, teilweise verschwemmt):

- Plazzas: grünlicher Pelit, grauer Quarzit, Psammitgneis (Plattenzüg-Formation)
- östlich Sogn Gieri: fragliche Trias, Bommerstein-Formation
- südöstlich Darnaus: Sandstein, Kalk (Dogger, Malm)
- Abhang Schloss Rhäzüns: Kalk und Schiefer, kalkiger Quarzit (Dogger, Malm)
- östlich und südöstlich Carna Sut: Serizitphyllit, Psammitgneis, Dolomit, Echinodermenkalk, Eisensandstein, schiefriger Tonstein (Plattenzüg-Formation, Trias, Dogger).

Die Flutwelle im Nachgang des Flimser Bergsturzes schlug bei Reichenau eine Bresche in die Bergsturzmasse von Tamins und schwemmte Teile dieser Bergsturzmasse talabwärts. Aus der hauptsächlich aus «Quintner Kalk» bestehenden Bergsturzmasse wurden durch die Flutwelle zum Teil hundert Meter grosse Blöcke remobilisiert und im Gesteinsbrei Rhein abwärts transportiert und zwischen Domat/Ems, Felsberg und Chur in Form von Tumas abgelagert. Für diese Tumalandschaft interessierten sich schon die frühen Forscher A. Escher von der Linth, B. Studer, G. L. Theobald und Alb. Heim. Das Wort «Tuma» bedeutet im Rätoromanischen Hügel. Die frühere Bezeichnung von Toma beruht auf einer missratenen Transkription des offenen «u» im Rätoromanischen. Eine erste eingehende Aufnahme zum geologischen Aufbau der Tumas im Rheintal machte PIPEROFF (1897). Diese wurde von STAUB (1910) verfeinert und in einer Karte dargestellt. Eine weitere Bearbeitung erfolgte durch REMENYIK (1959). VON POSCHINGER & RÜEGG (2012) befassten sich im Speziellen mit den Tumas von Chur.

In den Tumas erkennt man Blöcke von «Quintner Kalk» und Dolomit der Röti-Formation als Festgesteine. Diese bauen den Kern der Tumas auf, der jedoch oft noch von einer geringmächtigen Lage von sandig-siltigen Sedimenten bedeckt ist, welche von früheren Bearbeitern (u.a. STAUB 1910) als Moräne interpretiert wurde. Eine Ausnahme bildet der Tuma Casti: Er besteht zur Hälfte aus sandig-siltigen Stillwasserablagerungen, die in einem subvertikalen scharfen Kontakt mit Bergsturztrümmern von «Quintner Kalk» stehen (vgl. Diskussion S. 91f.). In Tabelle 3 sind die lithologischen Zusammensetzungen der verschiedenen Tumas zwischen Domat/Ems und Chur aufgeführt.

Tab. 3: *Form und Zusammensetzung der Tumas von Domat/Ems, Felsberg und Chur (gegliedert nach ihrer geographischen Lage).*

Gebiet Vogelsang – Ems Werk: Abgeglittene Bergsturzmasse von Tamins				
Name	**Höhe** [m ü.M.]	**Dimensionen** [m]	**Morphologie**	**Lithologische Zusammensetzung**
Crest'Aulta	724	400×1100	längliche Form	«Quintner Kalk»
Tuma Calchera	620	150×300	längliche Form	Blöcke von «Quintner Kalk» und Schilt-Fm.
Tuma Lunga	622	100×500	sehr lang gestreckte Form	Blöcke von «Quintner Kalk», verkitteter Kalkbrekzie und Plattenzüg-Fm.
Tum'Arsa	653	200×400	kegelförmig	Blöcke von «Quintner Kalk» und Dogger. Beobachtungen aus Fuchsbauten: beiger, siltiger Feinsand, Gerölle
Tuma Varsera	607	100	rundliche Form	Beiger, siltiger Feinsand, Blöcke von «Quintner Kalk», Plattenzüg-Fm. und Röti-Fm., feinkörnigem Serizitgneis
Gebiet Domat/Ems–Felsberg–Chur: verschwemmte Bergsturzmasse von Tamins				
Tuma Carpusa	621	100	rundliche Form	Blöcke von «Quintner Kalk» und verkitteter Kalkbrekzie mit Dolomitgeröllen
Tuma Padrusa	631	300	unregelmässige Form mit höchstem Punkt im Süden	Korallen führender «Oberer Quintner Kalk», teilweise stark zertrümmert (wurde früher abgebaut)
Tuma Platta	607	100×150	flache Form	Blöcke von «Quintner Kalk», kompakt
Tuma Casti	637	200	rundliche Form	stark zertrümmerter «Quintner Kalk» (wurde früher abgebaut) im S; siltiger Feinsand mit Geröllen und vereinzelten obenauf liegenden, bis 30 cm grossen Kristallingeröllen (wurde früher abgebaut) im N; Feinsand und Kalk sind im Kontaktbereich vermischt.
Tuma Tschelle	654	300	dreieckige Form mit auffallend rundlichen Kanten, flacher Hang auf der ESE-Seite.	siltiger Sand mit wenig Kies, wenige Blöcke von «Quintner Kalk»

Gebiet Domat/Ems – Felsberg – Chur: verschwemmte Bergsturzmasse von Tamins

Name	Höhe [m ü.M.]	Dimensionen [m]	Morphologie	Lithologische Zusammensetzung
Tuma Marchesa	605	100	rundliche Form, flache Oberfläche	grössere Blöcke von «Quintner Kalk» und «Mergelband» im W
Tuma Falveng	622	200	rundliche Form	Blöcke von «Quintner Kalk», bedeckt von Silt-Sand-Lehm mit gerundeten Steinen
Tuma Gletsch ehemals zwischen dem Bahnhof Chur und Tuma Falveng gelegen (während Napoleons Zeiten abgetragen)	ca. 610	ca. 50		
Tuma Turera (Kirchhügel, Tuma S. Gion)	610	150	rheinseitig anerodiert	zwischen den Treppen Blöcke von dolomitisiertem oberen «Quintner Kalk» (bzw. Trias?), Blöcke von «Quintner Kalk» im N
Tuma Gion Gioder randlich des Schuttkegels des Val Mulin gelegen (an einer Erosionskante im Rheinschotter)	587	50	leicht längliche Form	Blöcke von Röti-Fm., Blöcke und Steine von «Bündnerschiefern» im W
Tuma Simanle ehemals rechtsrheinisch gegenüber Felsberg Altdorf gelegen (beim bau der A13 komplett abgetragen)	ca. 600	ca. 50		Bestand aus Bergsturztrümmern von «Quintner Kalk»; unten blockig, oben brekziiert (wurde früher abgebaut und gebrannt, wie Überreste von Kalkbrennöfen belegen)
Kirchhügel Felsberg	588	100	asymmetrischer Kegel	Blöcke von «Quintner Kalk», verschwemmte Trümmermasse Taminser Bergsturz
Schulhaushügel Felsberg	585	80	kegelförmig (im S abgetragen)	Blöcke von Plattenzüg-Fm., Röti-Fm. und «Quintner Kalk»
Rheinfels (früher Rischbühl)	578	ca. 50	rundliche Form	Blöcke von «Quintner Kalk»
Walserbühl («Polentahügel»)	583	ca. 70	rundliche Form	Blöcke von «Quintner Kalk», Kies und Steine
Klibruggen (früher Ackerbühl)	575	30×70	längliche Form, z.T. erodiert	Kiesig-sandiges Material mit Block von «Quintner Kalk»
Felsenau (früher Köhlscher Bühl)	578	30	Rundliche Form (teilweise abgetragen)	Blöcke von «Bündnerschiefer»

Ehemalige Entwässerungsrinnen, Trockentäler

Als ehemalige Entwässerungsrinnen wurden lokale morphologische Linienstrukturen im Bereich des Flimser Bergsturzes ausgewiesen, welche auf einen früheren Abfluss von Wasser hinweisen. Dabei handelt es sich um markant in die Topographie eingeschnittene Rinnen und Gräben.

Von Sigl Ault führt eine ehemalige Entwässerungsrinne in nordöstlicher Richtung. Sie verläuft ungefähr parallel zum Südrand der Bergsturzmasse von Flims und trennt sich gegen Nordosten um den Pkt. 847 m in zwei Äste auf. Die fluviatile Ausprägung der Rinne ist wenig markant, was darauf hinweisen könnte, dass der Abfluss in dieser Rinne wenig erosiv war. Sigl Ault markiert mit 945 m ü. M. den höchsten sichtbaren Überlauf des Safiensees, der wahrscheinlich nur während relativ kurzer Zeit aktiv gewesen sein dürfte. Eine weitere, vermutlich ebenfalls mit dem Überlauf des Safiensees assoziierte Entwässerungsrinne führt von Hüschera nordwestlich von Versam durch den Einschnitt beim Lärchwald, parallel zur Strasse in Richtung des Bahnhofs Versam.

Bergsturzmasse von Bargis

Die Bergsturzmasse von Bargis besteht ausschliesslich aus Blöcken von Tros-Kalk. Sie liegt auf den Trümmermassen des Flimser Bergsturzes und ist somit eindeutig jünger als Letzterer. Die Grösse der Blöcke variiert sehr stark; im Uaul da Fidaz östlich von Fidaz treten teils hausgrosse Blöcke auf. Die Mächtigkeit der Bergsturzmasse ist allerdings bescheiden, da vor allem in ihrem unteren Teil immer wieder der anstehende Fels («Unterer Quintner Kalk») unter den Bergsturztrümmern aufgeschlossen ist. Das Anrissgebiet des Bergsturzes von Bargis befindet sich in der Südwestflanke des Teschep Sut.

Megablock von «Oberem Quintner Kalk»

Der grösste Block der Bergsturzmasse von Bargis ist derjenige, auf dem die Burgruine Belmont steht (1420 m ü. M., Koord. 2744 540/1190 010) und der bisher immer als anstehend gedeutet wurde. Es handelt sich dabei allerdings um einen Block von Korallen führendem «Oberen Quintner Kalk», der – wenn er effektiv anstehend wäre – auf einem topographisch viel höheren Niveau zu erwarten ist, denn der Korallen führende Kalk steht in unmittelbarer Nachbarschaft östlich der Turnigla auf rund 1750 m ü. M. an. Zudem ist die Schichtung im Felsblock der Ruine Belmont gegenüber dem regional zu erwartenden Einfallen verkippt. Derartige verkippte Megablöcke werden in der Bergsturzliteratur als Toreva-Blöcke bezeichnet (vgl. LAGMAY et al. 2020).

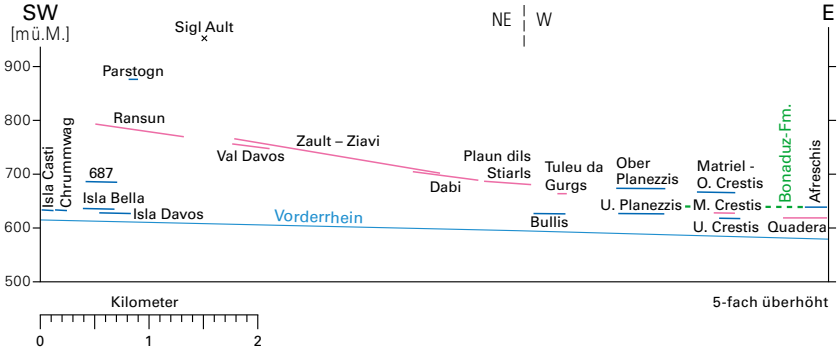


Fig. 40: Längsprofil der Schotterterrassen (Ältere Alluvion, Alluvion von Ransun, Bonaduz-Formation) entlang der Ruinaulta (rote Linien: Korrelation der Alluvion von Ransun, blaue Linien: weitere Vorkommen von Älteren Alluvionen).

q_s Ältere Alluvionen

Die Bergsturzmasse von Flims staute den Vorderrhein samt dessen Zuflüsse (u.a. Glogn/Glenner und Rabiusa) wodurch sich der Ilanzer- und der Safiensee bildeten. Diese entleerten sich anschliessend schrittweise und hinterliessen dabei Schwemmebenen auf der Bergsturzmasse. Während des späteren Eintiefens der Ruinaulta durch den Vorderrhein sind von diesen Schwemmebenen beziehungsweise Alluvionen nur einzelne Reste als Terrassen auf unterschiedlichen Höhen erhalten geblieben, die auf der Karte als «Ältere Alluvion» zusammengefasst dargestellt sind.

Um die Korrelation der diversen Reste von «Älteren Alluvionen» beidseits des Vorderrheins zu ermöglichen, wurde ein Längsprofil konstruiert, in welches die einzelnen Terrassen hineinprojiziert wurden (Fig. 40). Es fällt sofort auf, dass sich die Schwemmebenen von Ransun und Zault–Ziavi talabwärts mit den Ebenen von Dabi, Plaun dils Stiarls (nahe der Burgstelle Wackenau) und Mittler Crestis korrelieren lassen. Die höher gelegenen Terrassen von Oberplanezzis und Matriel–Ober Crestis sind mit den feinkörnigen, sandig-siltigen Ablagerungen im Dach der Bonaduz-Formation – analog zu Cresta Leunga bei Rhäzüns und Plong Vaschnaus bei Reichenau – zu korrelieren. Im Falle der Ebene von Tuleu da Gurgs, nordwestlich von Bonaduz zwischen Bot Ars, Bot Danisch und Bot Tschavir gelegen, ist die Korrelation allerdings etwas fraglich. Interessant ist die Ebene von Mittler Crestis, da hier mesolithische Siedlungsreste gefunden wurden, die gemäss SEIFERT (2013) typologisch auf 9500 bis 9000 BP datiert sind, und die mit der Alluvion von Ransun zu korrelieren ist.

Etwas tiefer liegt die Schwemmebene bei Pkt. 687 m über Isla Bella (östlich des Bahnhofs Versam-Safien), die sich über Bullis und Planezzis nach Under Crestis östlich von Tamins fortsetzt. Ein noch tieferes Niveau (635 m ü.M.) von älteren Alluvionen ist bei Isla Casti (östlich des Bahnhofs Versam-Safien) erkennbar. Dieses setzt sich im verschütteten Canyon von Chrummwag (auf der Karte mit einer Paläotalachse dargestellt), der Isla Bella und der Isla Davos fort.

Weitere Vorkommen älterer Alluvionen befinden sich im Stirnbereich der Bergsturzmasse von Flims in der Umgebung von Versam. Die Schwemmebenen von Carnifels und Hüschera westlich von Versam sind wahrscheinlich mit feinkörnigem Sediment gefüllte Mulden am Rand der Bergsturzmasse. Aufgrund der wahrscheinlich relativ guten Wasserdurchlässigkeit der Bergsturzmasse ist zu vermuten, dass in diesen Mulden nur kurzzeitig kleine Seen aufgestaut waren, die teilweise unterirdisch im Chessi und oberirdisch über den Einschnitt beim Lärchwald (In der Lücka) entwässert wurden.

Ältere Alluvionen finden sich auch im Versamer Tobel und am Ausgang des Safientals. Die Schwemmebene von Parstogn, auf rund 880 m ü.M. gelegen, markiert ein Abflussniveau der Rabiusa aus dem Safiental. Die Schwemmebenen bei Under Müli und Ander Hus südöstlich von Arezen dürften ebenfalls als Teil des Abflusssystems des Safientals gedeutet werden.

Als weitere Vorkommen von älteren Alluvionen wurden auf der Karte die Schwemmebenen von Bargis und Sur Aua–Prada südlich von Trin Mulin sowie ein höher gelegenes Terrassenniveau des Rheins bei Haldenstein nördlich von Chur dargestellt.

q_R Alluvion von Ransun

Die morphologisch auffallendste Alluvion liegt auf der Ebene von Ransun, auf rund 780 m ü.M. (Fig. 41a) Im digitalen Geländemodell sind auf dieser Ebene ehemalige Bachläufe, welche auf eine Einebnung und Aufschotterung durch ein verflochtenes Flusssystem hinweisen, deutlich zu erkennen (Fig. 41b). Die Alluvion von Ransun setzt sich nach Osten in der Ebene bei Zault auf 750 m ü.M. fort und kann über Sper Tschavir, Ziavi und Tuleu da Gurgs (Verflachung zwischen Bot Ars und Bot Danisch) in Richtung Bonaduz bis auf ungefähr 660 m ü.M. verfolgt werden (Fig. 40). Sie besitzt eine Neigung von 1,4° und ist somit deutlich steiler als der heutige Lauf des Vorderrheins mit einem Gefälle von 0,0002°. Die heute noch deutlich erkennbaren ehemaligen Bachläufe setzen sich von Zault in Richtung Ziavi und Bot Ars fort. Mit der Alluvion von Ransun werden zudem die Terrassen von Val Davos, Dabi, Plaun dils Stiarls (südlich der Burgstelle Wackenau), Mittler Crestis und Quadera (südlich Tamins) assoziiert (Fig. 40).

Die Alluvion von Ransun und ihre östliche Fortsetzung von Zault–Ziavi in Richtung Bonaduz umfasst Blocklagen mit metergrossen kantengerundeten Blöcken und siltigem Sand sowie Lagen von gut geschichtetem fluviatilem gerunde-

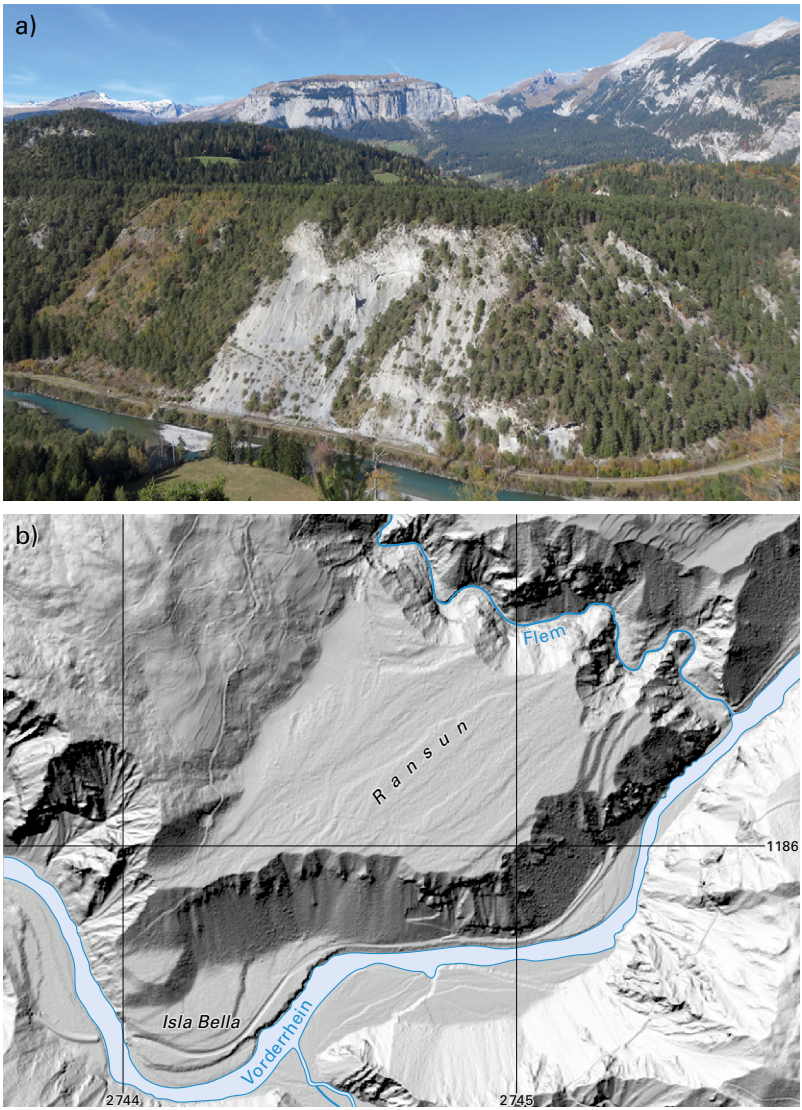


Fig. 41: Alluvion von Ransun. a) Blick auf die Schwemmebene vom Versamer Tobel aus in Richtung Norden. Foto O. A. Pfiffner. b) Detail aus dem digitalen Geländemodell (swissALTI[3D]) und dem Gewässernetz mit den deutlich erkennbaren ehemaligen Bachläufen.



Fig. 42: Ablagerungen von Schuttströmen als Folge der Entleerung des Ilanzersees (Alluvion von Ransun). a) Blocklage unmittelbar unterhalb der Erosionskante der Schwemmebene von Ransun am Abhang ins Val Pintrun (Koord. 2745 200/1186 350). Foto O. A. Pfiffner. b) Fluviatiler, gut geschichteter gerundeter Grobkies mit Steinen im obersten Teil der Schwemmebene bei Zault (Koord. 2745 800/1186 260). Foto R. Wyss.

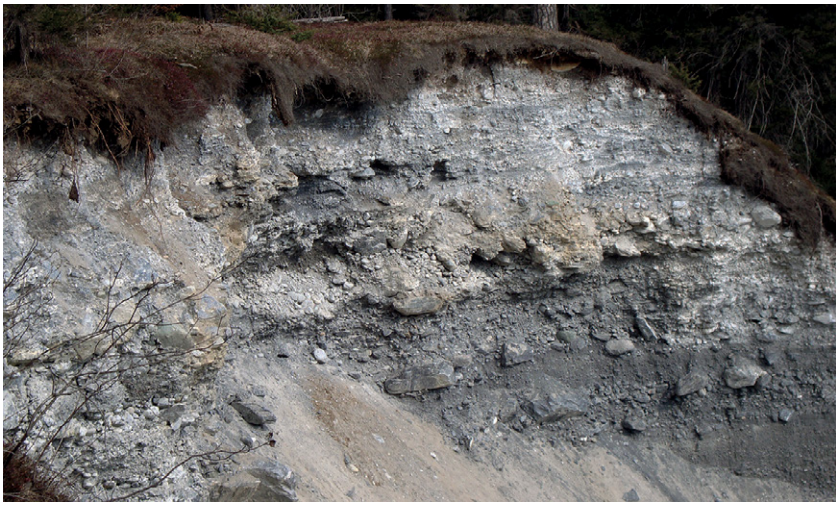


Fig. 43: Ablagerungen von Schuttströmen als Folge der Entleerung des Ilanzersees (Alluvion von Ransun). Wechselfolge von Block- und Kieslagen. Terrassenkante östlich von Plaun dils Stiarls (Koord. 2747 750/1187 475). Foto O. A. Pfiffner.

tem Grobkies mit Steinen (Fig. 42). Das Geröllspektrum umfasst praktisch ausschliesslich grauen Kalk («Quintner Kalk»), was darauf hinweist, dass das Herkunftsgebiet in der Bergsturzmasse von Flims zu suchen sein dürfte. Die Sedimente der Alluvion von Ransun werden als Schuttströme (debris flows) im Zusammenhang mit der ersten Phase der Entleerung des Ilanzersees gedeutet.

Bei Plaun dils Stiarls südlich der Burgstelle Wackenau sind in einem Anriss die Ablagerungen der Alluvion von Ransun aufgeschlossen. Sie zeigen eine für Schuttströme charakteristische Wechselfolge von Lagen mit kantengerundeten bis gerundeten Blöcken und Kieslagen (Fig. 43).

Ehemaliges Fluss- oder Bachbett

An der Oberfläche gewisser Vorkommen der Alluvion von Ransun (Schwemmebenen von Ransun und von Zault – Sper Tschavir – Ziavi) deuten rinnenförmige Unebenheiten und Kanten auf ehemalige Fluss- und Bachläufe hin. Die auf der Karte verzeichneten ehemaligen Läufe wurden anhand von im digitalen Geländemodell (swissALTI^{3D}) noch erkennbaren Geländeformen rekonstruiert.

Zerrüttete Sackungsmassen

Ist die Deformation innerhalb einer Sackungsmasse so stark, dass sich der für Sackungsmassen charakteristische zusammenhängende, mehr oder weniger ursprüngliche Schichtverband auflöst, wird sie als zerrüttete Sackungsmasse bezeichnet. Dabei handelt es sich um stark zerbrochenen Fels ohne jegliche Kohäsion, welcher eine Anhäufung von Blockschutt darstellt und unter Umständen mit einer Felssturz- beziehungsweise einer Blocksturzmasse oder grobblockiger Moräne verwechselt werden kann.

Bei den zerrütteten Sackungsmassen an der Stirn der Bergsturzmasse von Flims dürfte es sich um Gesteinsverbände handeln, die bereits vor dem Niedergang des Flimser Bergsturzes abgeglitten sind und die durch die Gesteins führende Flutwelle des Bergsturzes teilweise ausgespült beziehungsweise überdeckt worden sind. So weisen die Sackungsmassen von Salums und Zalfeis bei Carrera markante Abrissnischen auf, während in den Ablagerungsbereichen nur relativ spärlich Material vorhanden ist. Zudem dürfte die undulierende Morphologie im Ablagerungsbereich, insbesondere bei der zerrütteten Sackungsmasse von Salums, auf Ab- und Ausschwemmungen hinweisen (Fig. 44).

Eine ausgedehnte zerrüttete Sackungsmasse befindet sich nordöstlich von Tamins im Gebiet des Bleiswalds. Hier ist ein Paket von triassischem Dolomit (Röti-Formation) und mittel- bis spätjurassischen Sedimentgesteinen (Bommerstein- bis Schilt-Formation) aus der Nische unterhalb des Foppachopfs um etwa 400 m abgeglitten. Insbesondere im Dolomit der Röti-Formation sind dezimetergrosse, tiefgreifende, offene Spalten zu beobachten. Die zerrüttete Sackungsmasse ist bei Benis Boden von Trümmern der Bergsturzmasse von Tamins bedeckt, was darauf hinweist, dass die Sackungsmasse bereits vor dem Niedergang des Taminser Bergsturzes abgeglitten sein dürfte.

Weitere ausgedehntere zerrüttete Sackungsmassen finden sich nordwestlich von Felsberg, im Cholhüttenwald in der südöstlichen Kartengebietsecke und östlich von Brambrüesch auf der Sackungsmasse Churwalden–Malix.

Sackungsmassen

Sackungsmassen sind Gesteinsmassen, die sich von ihrer Unterlage lösen und mehr oder weniger in ihrem ursprünglichen Verband talwärts abgleiten. Die Geschwindigkeit liegt im Bereich von Millimetern bis wenigen Zentimetern pro Jahr. Lockergesteine, wie beispielsweise letzteiszeitliche Moräne, können eine Sackungsmasse bedecken; falls diese Lockergesteine passiv mit dem unterlagernden Fels versackt sind, wurden diese auch auf dem Kartenblatt als versackt dargestellt. Die Abgrenzung der Sackungsmasse gegen den stabilen Felsuntergrund ist oft nur näherungsweise zu ziehen.

Der gesamte westliche Talhang zwischen Churwalden und Araschgen bildet eine ausgedehnte Sackungsmasse (Sackungsmasse von Churwalden–Malix). Sie

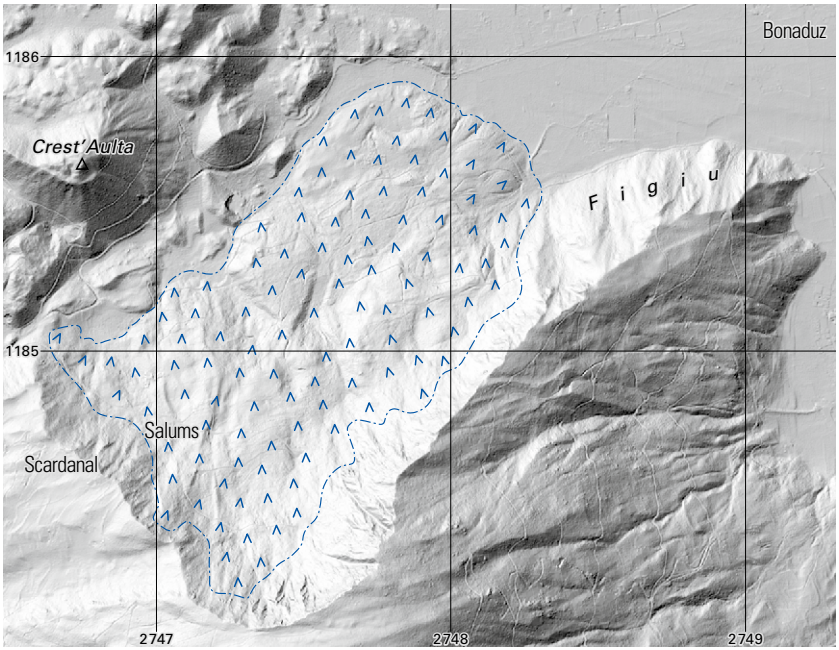


Fig. 44: Zerrüttete Sackungsmasse von Salums. Ausschnitt aus dem digitalen Geländemodell (swissALTI^{3D}).

ist von der Grunddisposition her ähnlich wie die Sackungsmassen im Lugnez, im Safiental oder am Heinzenberg: Die Hangexposition in Richtung Südosten verläuft ungefähr parallel zum Einfallen der Hauptschieferung der kalkig-tonigen Metasedimentgesteine der Tomül-Decke (v.a. Nolla-Kalkschiefer).

Die Sackungsmasse von Churwalden – Malix ist im Gelände teilweise nur undeutlich zu erkennen. Die westliche Begrenzung im Anrissbereich zwischen Fulbergegg und Känzeli ist mit zahlreichen Nackentälchen und Abrissrändern jedoch deutlich markiert. Nackentälchen finden sich nicht nur im Bereich des Grats (Grüenenbüel – Furggabüel – Malixer Alp) sondern auch innerhalb der Sackungsmasse.

Die Aktivität der gesamten Sackung von Churwalden–Malix dürfte gering sein, innerhalb der Sackungsmasse finden sich jedoch Teilbereiche (Usser Pöschen, Pradaschierer Wald) mit stärkeren Bewegungen, welche sich markant in der Morphologie ausdrücken und auf der Karte als zerrüttete Sackungsmassen darge-

stellt wurden. Aktive Bewegungen nördlich und östlich von Brambrüesch im Gebiet des Stelliwalds und Usser Pöschen führten hier ebenfalls zu einer Zerrüttung der Sackungsmasse.

Eine weitere, jedoch etwas weniger ausgedehnte markante Sackungsmasse liegt südlich von Mutta. Sie ist relativ schmal, erstreckt sich aber über den ganzen Abhang in Richtung Val da Sched. Im unteren, südlichen Teil wird die Sackungsmasse von einer Rutschmasse mit signifikant aktiveren Bewegungen abgelöst.

Nördlich des Rheins treten nur vereinzelte Sackungsmassen auf. Hervorzuheben ist hier die Sackungsmasse im Gebiet Tschengel nordöstlich von Bargis.

Rutschmassen

Unter dem Begriff Rutschmasse werden Lockergesteinsmassen sowie inkompetente Festgesteinsmassen, die sich von ihrer Unterlage lösen und relativ langsam talwärts abgleiten, zusammengefasst. Dabei bleibt der ursprüngliche Verband – im Gegensatz zu Sackungsmassen – nicht erhalten. Innerhalb von Rutschmassen können eine oder mehrere sekundäre Gleitflächen auftreten. Es wurde keine Ausscheidung kriechender Gesteinsmassen (ohne definierte Gleitfläche) vorgenommen.

Die auf Blatt Reichenau dargestellten Rutschmassen wurden zusätzlich zur eigentlichen Feldaufnahme auch mittels Analyse des hochauflösenden digitalen Geländemodells (swissALTI^{3D}) ausgeschieden und abgegrenzt. Morphologisch deutlich in Erscheinung tretende und somit relativ junge, teilweise immer noch aktive Rutschmassen wurden als weisse Flächen mit Rutschsymbolen ausgeschieden.

Grössere Rutschmassen befinden sich im Gebiet Blans unterhalb Uaul della Sterpa (südwestlich von Rhäzüns), westlich von Mutta, zwischen Tomils und Scheid, sowie nordöstlich von Brambrüesch im Gebiet Erlen–Mittelwald–Städeliwald.

Abrissränder, Nackentälchen, offene Spalten

Ein Abrissrand wurde dort ausgeschieden, wo differenzielle Bewegungen auftreten. Er kann an der Begrenzung (Ausbruchsnische im Anrissgebiet) oder innerhalb einer Rutsch- oder Sackungsmasse als sekundärer Abrissrand auftreten. Je nach Ausmass der erosiven Überprägung ist die Abgrenzung eines Abrissrands von einer Erosionskante nicht immer klar vorzunehmen. Abrissränder wurden auch dort ausgeschieden, wo durch gravitativ bedingte Erosion (Berg- bzw. Felssturz, Block- und Steinschlag) Geländekanten erzeugt wurden, an deren Fuss im Transit- oder Ablagerungsbereich Blockschutt beziehungsweise Fels- oder Bergsturzmassen abgelagert wurden.

Ein Nackentälchen zeigt ebenfalls differenzielle Bewegungen an und tritt oft im Zusammenhang mit einem Abrissrand auf. Ein Nackentälchen wurde dann

ausgeschieden, wenn die charakteristische, mehr oder weniger hangparallel verlaufende Mulde mit dem typischen Gegengefälle auftritt. Der dazugehörige Abrissrand konnte im Kartenmassstab 1:25000 teilweise nicht separat ausgeschieden werden.

Abrissränder, offene Spalten und Nackentälchen treten typischerweise im Anrissgebiet ausgedehnter Sackungsmassen wie jene von Churwalden–Malix auf und sind dort sehr markant ausgebildet. Letztere lassen sich oft über mehrere hundert Meter verfolgen und können bis mehrere Dekameter breit und tief sein.

Gebiet mit Solifluktion

Solifluktion entsteht beim Auftauen der obersten Bodenschicht über schlecht durchlässigem Unterboden. Die breiartige, wassergesättigte Lockergesteinsmasse bewegt sich gravitativ talwärts, wobei zungenartige Gebilde (Loben) entstehen. Das Phänomen der Solifluktion kann ein Hinweis auf ein saisonales Auftauen des Bodens im Bereich des Permafrosts sein, tritt aber auch unterhalb der heutigen Permafrostgrenze auf.

Solifluktion tritt im Kartengebiet nur vereinzelt auf. Hervorzuheben sind diejenigen Vorkommen am Culm da Digg (2100–2400 m ü.M.), am Nordhang der Krete Fulhorn–Fulbergegg (2200–2500 m ü.M.) sowie in den Hängen unterhalb des Calandabodens (2100–2500 m ü.M.).

Blockschutt bzw. Fels- oder Bergsturzablagerungen i. Allg.

Ansammlungen von grösseren und kleineren Sturzblöcken finden sich relativ häufig unterhalb von Felswänden. Blockschuttansammlungen, die auf grössere Felsstürze hinweisen, treten im Kartengebiet nur vereinzelt auf.

Die ausgedehntesten Fels- oder Bergsturzablagerungen im Allgemeinen befinden sich unterhalb der Steilwände am Calanda und am Flimserstein, wo auch in jüngerer Zeit immer wieder Felsstürze niedergingen.

Am 3. September 1843 löste sich oberhalb von Felsberg ein grösserer Felssturz am Lieherts Chopf auf rund 1300 m ü.M., der fast bis ins bewohnte Gebiet reichte. 1870 erfolgte deshalb ausserhalb der Sturzbahn die Gründung von Neu-Felsberg. Sturzblöcke dieses Ereignisses sind heute noch am nördlichen Rand des alten Dorfkerns zu finden (Fig. 45a). Am 7. Juli 2001 löste sich erneut ein Felssturz östlich der Gross Rüfi (und näher an Neu-Felsberg) auf 900 m ü.M. und stürzte mit einem Volumen von rund 200000 m^3 in Richtung Felsberg (DEFLORIN et al. 2001). In Figur 45b erkennt man die Abrissstelle und die frischen Kalkblöcke des Trümmerstroms am Hang.

Im Jahre 1939 stürzte ein Volumen von etwa 15 Mio. m^3 (0,015 km^3) Kalk aus der Felswand des Flimsersteins oberhalb von Fidaz und zerstörte ein Kinderheim, wobei 18 Menschenleben zu beklagen waren (CABERNARD et al. 2003). Die Bergsturzablagerung ergoss sich östlich von Fidaz bis auf rund 1060 m ü.M.

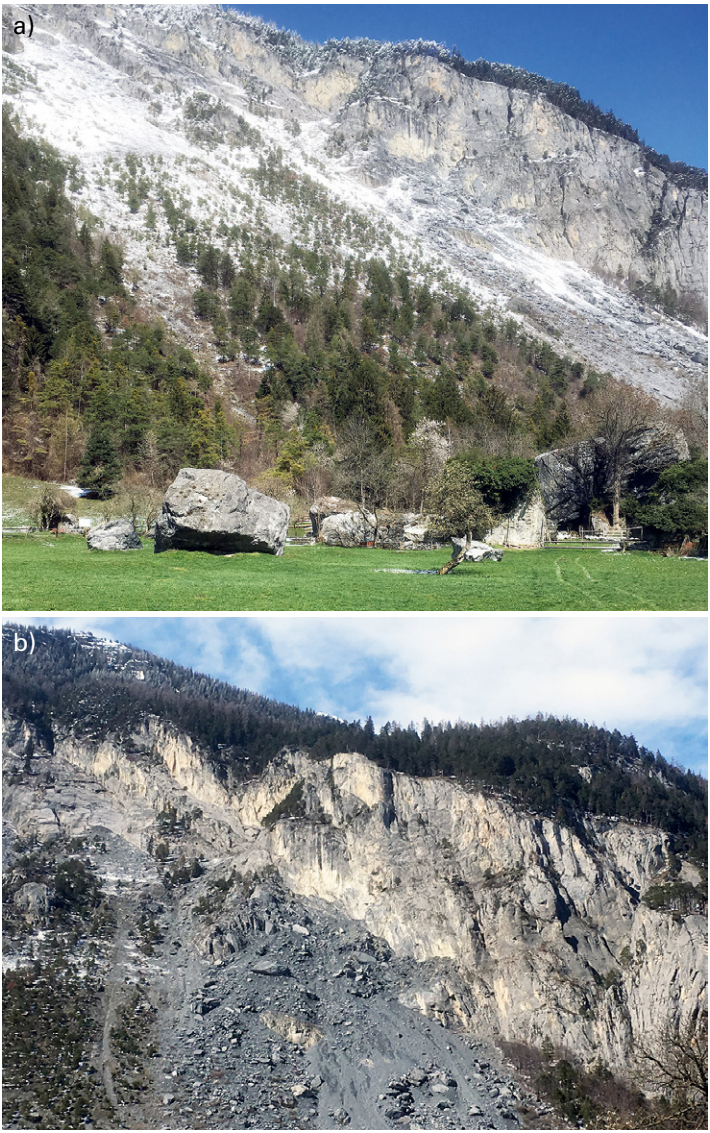


Fig. 45: Felsstürze von Felsberg. a) Sturzblöcke des Felssturzes von 1843 hinter Felsberg-Altdorf. b) Anrissgebiet und Trümmerstrom des Felssturzes von 2001. Fotos O. A. Pfiffner.

Protalus Ramparts

Protalus Ramparts (Blockgirlanden) werden nach HAEBERLI (1985) als embryonale Blockgletscher interpretiert und sind somit ein Indikator für die Existenz von Permafrost. Der deutlich erkennbare zungenförmige Wall (Lobus) im Hangschutt unterhalb des Nordostabhangs der Windegga (Koord. 2757910/1183860) wird als Protalus Rampart interpretiert.

Hangschuttkegel, Hangschuttschleier, Hangschutt (z.T. mit Blockschutt)

Hangschuttkegel, Hangschuttschleier und flächiger Hangschutt sind sowohl im Kalkgebirge nördlich als auch in den «Bündnerschiefern» südlich des Rheins weit verbreitet. Die Bildung von Hangschutt kann primär aus der Verwitterung und dem gravitativen Transport von Fest- oder sekundär aus der Umlagerung von Lockergesteinen (z.B. Moräne) erfolgen. Hangschuttkegel und -schleier zeigen generell keine Murgangrinnen oder durch Bäche erzeugte Erosionsrinnen. Sie bilden sich am Ausgang von Runsen und Felseinschnitten beziehungsweise unterhalb steiler Felswände, -hänge und -riegel, aus denen sich Lockermaterial vorwiegend rein gravitativ und nur untergeordnet fluviatil akkumuliert. Seitliche Übergänge in bewachsenen oder unbewachsenen Hangschutt sind häufig. Lokal ist der Hangschutt mit gröberen Blöcken durchsetzt. Die Unterscheidung zwischen mit Gras bewachsenem Hangschutt und Moräne ist nicht immer eindeutig und erfolgte teilweise aufgrund morphologischer Kriterien, wie zum Beispiel auffällige Hangknicke, angedeutete Hangschuttkegel oder glattere beziehungsweise rauere und unregelmässigere Oberflächenstruktur. Hangschutt tritt im Kartengebiet einerseits am Fuss von Felswänden, anderseits aber auch an Steilhängen der Bergsturzmassen von Tamins und Flims, an welchen Bergsturzmaterial durch gravitative Prozesse umgelagert wird, auf. In den steilen Bereichen an den Abhängen des Fulhorns und zwischen Mutta und Furggabüel ist Hangschutt dort ausgeschieden, wo die Moräne deutlich umgelagert worden ist. Die Übergänge sind aber teilweise fliessend und daher nicht immer eindeutig.

Gemischte Schuttkegel

Schuttkegel, die sowohl aus Hangschutt (Trockenschutt) als auch aus Bach-, Murgang- und teilweise Lawinenschutt bestehen, wurden als gemischte Schuttkegel dargestellt. Wie Bachschuttkegel weisen sie eine gewölbte bis kegelförmige Morphologie auf, besitzen aber im Vergleich zu diesem einen deutlich höheren Böschungswinkel und weisen neben grobblockigem, eher gravitativ umgelagertem Schutt auch immer deutlich ausgebildete Rinnen auf, die auf fluviatile Prozesse hindeuten. Naturgemäss treten sie unterhalb von eher wenig und nur episodisch

Wasser führenden Runsen und Rinnen auf. Je nach Lage können die am Aufbau des Kegels beteiligten Transport- und Ablagerungsprozesse stark variieren.

Gemischte Schuttkegel treten vor allem unterhalb der eng und tief in die «Bündnerschiefer» eingeschnittenen Runsen am Ausgang des Domleschgs verbreitet auf.

Schwemmfächer, Bachschuttkegel

Bachschuttkegel bilden sich dort, wo durch ständig Wasser führende Bachläufe – häufig am Ausgang von Tälern sowie unterhalb von Felseinschnitten, Runsen und Rinnen – kleinere oder grössere Materialmengen aufgeschüttet werden. Sie bilden charakteristische kegelförmig gewölbte Fächer und sind nicht selten mit Vegetation bewachsen. Im Vergleich zu den gemischten Schuttkegeln besitzen die durch rein fluviatile Prozesse gebildeten Schuttkegel einen deutlich geringeren Böschungswinkel.

Diverse Schwemmfächer aus den schiefrigen kalkig-tonigen Metasedimentgesteinen («Bündnerschiefer») charakterisieren das Rheintal zwischen Domat/Ems und Sargans. Im Kartengebiet sind insbesondere die Kegel am Ausgang der Täler Val Mulin bei Domat/Ems, Valparghera südlich Felsberg (Fig. 46) und Scalärato-bel (Maschänser Rüfi) nordöstlich von Chur zu erwähnen. Diese Schwemmfächer, wie auch jene weiter nördlich in der Bündner Herrschaft, drängten den Rhein auf die linke Talseite und zeichnen sich zudem durch rezente Murgangaktivität aus. Der ausgedehnteste und nur teilweise im Kartegebiet liegende Schwemmfächer der Plessur, auf welchem zwischen dem Ausgang des Schanfigg und dem Rhein die Stadt Chur liegt, weist gegenüber den anderen Schwemmfächern mit den kleinräumigen und rasch steil ansteigenden Einzugsgebieten eine geringe Neigung auf.

Aufgrund jüngerer Murgangaktivität und den damit verbundenen baulichen Schutzmassnahmen wird der markante Schwemmfächer Purchera (Fig. 46) unterhalb des Valparghera eingehender beschrieben. Im Frühjahr 2013 lösten sich nach der Schneeschmelze mehrere 100000 m^3 loses Gesteinsmaterial aus dem Rutschgebiet unterhalb der Spundisköpf und erreichten im April den damaligen Geschiebefang. Durch Lenkung der Murgänge mittels Öffnung von Lücken im Geschiebefang konnte vermieden werden, dass die Trassen der Rhätischen Bahn und die A13 überflutet wurden. Durch den Bau von Dämmen mit Weichen und die Erweiterung des Geschiebefangs konnte der Verkehr auf der Kantonsstrasse mit einer Notbrücke sichergestellt und die Strasse nach zwei Wochen wieder geöffnet werden. Nach zwei Jahren Bauzeit konnten der neue Geschiebefang, die Abflussrinnen und Dämme im Einzugsbereich im Frühjahr 2018 fertiggestellt werden. Das Fassungsvermögen des Geschiebefangs wurde von 17000 auf 170000 m^3 erweitert. Seit 2013 sind über 700000 m^3 Material durch die Murgänge talwärts bewegt worden. Der Geschiebefang wurde und wird laufend geleert und das Material in einer Deponie am Fuss des durch den Rhein angeschnittenen Schuttfächers Purchera



Fig. 46: Schwemmfächer Purchera unterhalb des Valparghera mit den neu aufgeschütteten Dämmen und dem erweiterten Geschiebefang. Foto. O.A. Pfiffner.

abgelagert. Im oberen Teil des Valparghera, in der Rutschmasse unterhalb der Spundisköpf, liegen immer noch grosse Mengen von abgerutschtem und aufgelockertem Gesteinsmaterial («Bündnerschiefer»), die ein erhebliches Schadenspotential darstellen beziehungsweise die bei der Dimensionierung des neuen Geschiebesammlers berücksichtigt wurden.

Bachschutt

Bachschutt besteht aus teilweise sehr groben Blöcken und Geröllen des jeweiligen Einzugsgebiets. Im eigentlichen Gerinnebereich des Bachs ist vor allem lehmiger Schotter verbreitet. Bachschutt bildet sich meist in Gebieten, in denen sich das Gefälle deutlich verringert und das angeschwemmte Gesteinsmaterial abgelagert wird. Im Gebiet von Atlasblatt Reichenau wurden nur die Füllungen der grössten Bachgerinne gesondert ausgeschieden. Hervorzuheben sind die Vorkommen im Lawoi und im Wititobel.

Erosionsränder, Terrassenkanten

Als Erosionsrand werden die in der Regel mehr oder weniger linear angelegten Geländekanten entlang von Bächen und Flüssen bezeichnet; sie entstehen durch die rückschreitende fluviatile Erosion. Erosionsränder treten sowohl als Einschnitte im Festgestein als auch im Lockergestein (Moräne, Hangschutt) auf. Beispiele dazu finden sich entlang tief eingeschnittener Bäche im unteren Safiental oder die durch Rückwärtserosion von Vorder- beziehungsweise Hinterrhein gebildeten Geländekanten der Bonaduz-Formation. Markante Erosionsränder markieren die Schlucht der Ruinaulta, welche innerhalb der Bergsturzmasse von Flims die steilen Hänge der Schlucht scharf begrenzen.

Terrassenkanten stellen eine Teilgruppe der Erosionsränder dar. Sie sind an fluviatil abgelagerte Lockergesteine gebunden, die durch fluviatile Erosion zu Terrassen wurden. Beispiele dazu finden sich hauptsächlich im Bereich der Bonaduz-Formation, den ehemaligen Schwemmebenen (Ältere Alluvion, Alluvion von Ransun) und entlang des Rheins zwischen Reichenau und Haldenstein in der nordöstlichen Kartengebietsecke.

Kalksinter (Quelltuff)

Verschiedene kleinere Kalksintervorkommen sind im Bereich von Quellaustritten zu finden. Auffallend sind insbesondere zwei Vorkommen:

- Südlich von Rhäzüns (Koord. 2749 350/1183 790) bedeckt ein Quelltuff am Fuss einer Rutschmasse letzteiszeitliche Moräne. Dieses Vorkommen wurde zu früheren Zeiten abgebaut und die offengelassene Abbaustelle wird als Arena für Freizeitanlässe genutzt.
- Im Versamer Tobel bei Rossboda (Schwerpunktkoord. 2745 540/1183 860) sind mehrere grössere Quelltuffvorkommen zu finden. Der entlang der Rabiusa in diesen Vorkommen aufgeschlossene zementierte Kies bildet teilweise überhängende Geländestufen.

Torfmoore

Torfmoore (Flachmoore) von nationaler Bedeutung befinden sich bei Girsch nordöstlich von Tamins, bei Veier östlich von Bonaduz und – das ausgedehnteste Vorkommen im Kartengebiet – auf der Alp dil Plaun.

Sümpfe

Die Sumpfflächen im Gebiet von Atlasblatt Reichenau sind meist von geringer Ausdehnung. Sie treten hauptsächlich südlich des Rheins in den schiefrigen kalkig-tonigen Metasedimentgesteinen («Bündnerschiefer») der Grava- und To-

mül-Decke auf, insbesondere innerhalb von Rutsch- und Sackungsmassen sind sie als starke Vernässungserscheinungen weit verbreitet. Im Gebiet Feldis–Alp Urtgicla weisen sie auf das Vorkommen von Nolla-Tonschiefer im Untergrund hin.

q_a Rezente Alluvionen

Auenlandschaften auf Vorkommen rezenter Alluvionen säumen den Vorderrhein an den Gleithängen der Mäander in der Ruinaulta sowie im Bereich des unverbauten Hinterrheins zwischen Rothenbrunnen und Reichenau (Fig. 47). Von Reichenau flussabwärts ist der Rhein weitgehend kanalisiert oder gar gestaut.

Die rezenten Alluvionen von Vorder- und Hinterrhein liegen bis zu deren Zusammenfluss bei Reichenau etwa auf dem heutigen Niveau des Rheins. Weiter gegen Nordosten schneidet sich der Rhein immer tiefer in die als «rezente Alluvion» ausgeschiedene Schotterebene zwischen Reichenau und Chur ein.

Im Abschnitt Reichenau–Chur lösten sich Aufschotterung und Erosion zeitlich ab. In einer Bohrung in Felsberg wurden innerhalb des Rheinschotters in einer Tiefe von 5,3 bis 6,2 m ab Terrainkote 570,2 m ü.M. eine Torfschicht mit wenig kiesigem Sand und siltigem Feinsand angetroffen. Zur Zeit der Torfbildung muss der Talboden somit auf ungefähr 564 m ü.M. gelegen haben, das heisst rund 6 m tiefer als der heutige. Anderseits zieht ein heute nur noch schwach erkennbarer Erosionsrand bei Domat/Ems (Bottaholds) quer übers Tal und folgt dann dem Talhang auf beiden Seiten. Er kann mit Unterbrüchen bis in die Gegend von Landquart verfolgt werden. Vor allem östlich von Domat/Ems ist dieser Erosionsrand am Fuss des Schwemmfächers von Purchera (Valparghera) besonders deutlich erkennbar. Er wird hier allerdings gegenwärtig durch Aufschüttung mit Gesteinsmaterial aus dem Geschiebefang zugedeckt. Der Erosionsrand offenbart eine Absenkung des Talbodens um ungefähr 5 m. Es ist denkbar, dass diese Absenkung mit einem Ereignis bei der Entleerung des Ilanzersees zusammenhängen dürfte.

Der heutige Rhein ist westlich von Domat/Ems rund 20 m in die rezente Alluvion eingeschnitten, östlich von Domat/Ems sind es 11 m und bei Chur noch ungefähr 7 m.

Zahlreiche Erdwärmesondenbohrungen in den Gemeinden Domat/Ems, Felsberg und Chur geben nur bedingt Hinweise über die Tiefe der Eintalung und deren Auffüllung, da keine der Bohrungen die Felsoberfläche erreicht hat. Die mit einer Tiefe von 240 m tiefste Bohrung im Kartengebiet wurde in Domat/Ems abgeteuft. Die geologischen Aufnahmen der Erdwärmesondenbohrungen lassen sich allerdings nur beschränkt interpretieren. Es ist jedoch grundsätzlich von heterogenen Abfolgen auszugehen: Neben kiesig-sandigen Lockergesteinen wurden in unterschiedlichen Tiefenlagen feinkörnige Stillwassersedimente sowie grössere Blöcke erbohrt. Metergrosse Blöcke von hauptsächlich «Quintner Kalk» traten auch in diversen Baugruben im Bereich des Dorfs Domat/Ems zutage.



Fig. 47: Auenlandschaft bei Rhäzüns. a) Hinterrhein mit natürlichem Flussbett. b) Auenlandschaft mit Erosionskante in der Bonaduz-Formation rechts im Vordergrund. Blick in Richtung Süden ins Domleschg. Fotos R. Wyss.

Künstlich verändertes Gelände

Bei einer bedeutenden Umgestaltung des natürlich entstandenen Geländes, ohne dass in grösserem Umfang Material geschüttet worden ist, spricht man von künstlich verändertem Gelände. Oft handelt es sich dabei um einen teilweisen Abtrag von Material, um das Gelände für die vorgesehene Nutzung entsprechend zu modellieren. Auf der Karte wurden allerdings nur die grösseren, zusammenhängenden Areale ausgeschieden. Beispiele dazu sind das Areal des Golfplatzes von Domat/Ems, der Aushub von Tuleu, Gebiete um das Kraftwerk Reichenau bei Domat/Ems, der Schiessplatz westlich von Chur sowie die Industrieareale westlich von Bonaduz.

Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen

Künstliche Auffüllungen und Aufschüttungen stehen meist in Zusammenhang mit dem Bau von Dämmen entlang der Autobahn und deren Anschlussbauwerke und an der Kantonsstrasse Reichenau–Flims (inkl. Aushub des Isla-Bella-Tunnels für die Autobahn und die Umfahrungstunnels von Trin und Flims) sowie der SBB- und RhB-Trassen. Des Weiteren sind die zahlreichen, meist kleineren Deponien, teilweise Kehrichtdeponien, zu erwähnen. Dabei handelt es sich einerseits um wieder verfüllte Sand- und Kiesgruben, wie beispielsweise in Reichenau und Müli (südlich von Malix) sowie im Bereich der Alluvion des Rheins zwischen Felsberg und Chur, und anderseits um Auffüllungen von stillgelegten Hartsteinbrüchen wie im Steinbruch nordöstlich von Felsberg. Nördlich von Barnaus bei Domat/Ems wurde das Ausbruchmaterial des Pipelinestollens der Oleodotto del Reno SA deponiert. Südlich des Rheins erfolgen gegenwärtig grossflächige Aufschüttungen in der Deponie am Fuss des Schuttfächers von Purchera. Es handelt sich dabei um den Schutt aus dem Geschiebefang.

Weiter sind die zahlreichen künstlichen Auffüllungen und Aufschüttungen zu erwähnen, die zum Schutz der Bevölkerung und der Infrastrukturbauten errichtet wurden. Es handelt sich dabei vor allem um Dämme (Fluss- und Bachverbauungen, Sedimentfallen), die entlang der Gewässer im besiedelten Gebiet errichtet wurden.

LANDSCHAFTSGESCHICHTE

Früh- bis mittelpleistozäne Flussgeschichte

Das Trockental Kunkelspass–Vättis (Fig. 48a) fiel schon Alb. Heim auf. Er postulierte einen West-Rhein als gerade Fortsetzung des Hinterrheins über den Kunkelspass, welcher auch den Vorderrhein entwässerte (ALB. HEIM 1878, Fig. 48b). Parallel zum West-Rhein wurde ein Ost-Rhein vermutet, welcher als Fortsetzung der Güglia/Gelgia vom Oberhalbstein über die Lenzerheide ins Churer Rheintal floss. Beide Flüsse besassen Talwege die mindestens 750 m höher gelegen sein müssen als derjenige des heutigen Rheins. Zwischen Reichenau und Chur sowie Tiefencastel und Thusis müssen Pässe angenommen werden (Fig. 48b), welche sukzessive abgetragen wurden und die Flussumlenkungen der Albula in den Hinterrhein und des West-Rheins in den Ost-Rhein ermöglichten.

Es stellt sich nun die Frage, wann diese Flussumlenkungen passierten. Das heutige Hebungsmuster der Schweiz verzeichnet zwei Maxima, eines bei Brig im Wallis das andere bei Chur in Graubünden (KAHLE et al. 1997). Das Gebiet um Chur hebt sich heute mit etwa 1,5 mm/Jahr. Auch die Apatit-Spaltspuralter sind in diesem Gebiet mit 3 Ma (VERNON et al. 2008) besonders jung und weisen auf Hebungsraten von etwa 1,3 mm/Jahr innerhalb der letzten 3 Ma hin. Rechnet man diese Hebungs- beziehungsweise Denudationsraten auf den Höhenunterschied von 750 m zwischen Reichenau (600 m ü.M.) und dem Kunkelspass (1350 m ü.M.) um, so darf angenommen werden, dass der ehemalige Talboden des heutigen Kunkelspasses vor rund 500 000 Jahren auf dem heutigen Niveau des Rheins bei Reichenau lag. Vor 500 000 Jahren floss der Alpenrhein wie heute über Basel, so dass der Gradient des West-Rheins durchaus vergleichbar war mit jenem des heutigen Rheins. Die eigentliche Flussumlenkung müsste nach diesem Zeitpunkt vor 500 000 Jahren erfolgt sein, in einer Zeitspanne, die von mindestens drei grösseren Eiszeiten geprägt war. Es sind dies gemäss PREUSSER et al. (2011) die Habsburg-, Beringen- und Birrfeld-Eiszeit, letztere mit dem letzteiszeitlichen Maximum (LGM). Der genaue Zeitpunkt der Umlenkung des West-Rheins in den Ost-Rhein ist vorderhand nicht geklärt.

Letzteiszeitliches Gletschermaximum

Die Höhe der Eisoberfläche zur Zeit des letzteiszeitlichen Gletschermaximums (LGM) vor 24–18 ka wurde von FLORINETH & SCHLÜCHTER (1998) und SCHLÜCHTER (2009) anhand von Schliffgrenzen rekonstruiert und ist auf der Karte in Figur 19 auf Seite 61 ersichtlich. Dargestellt sind auch die wichtigsten Fliess-

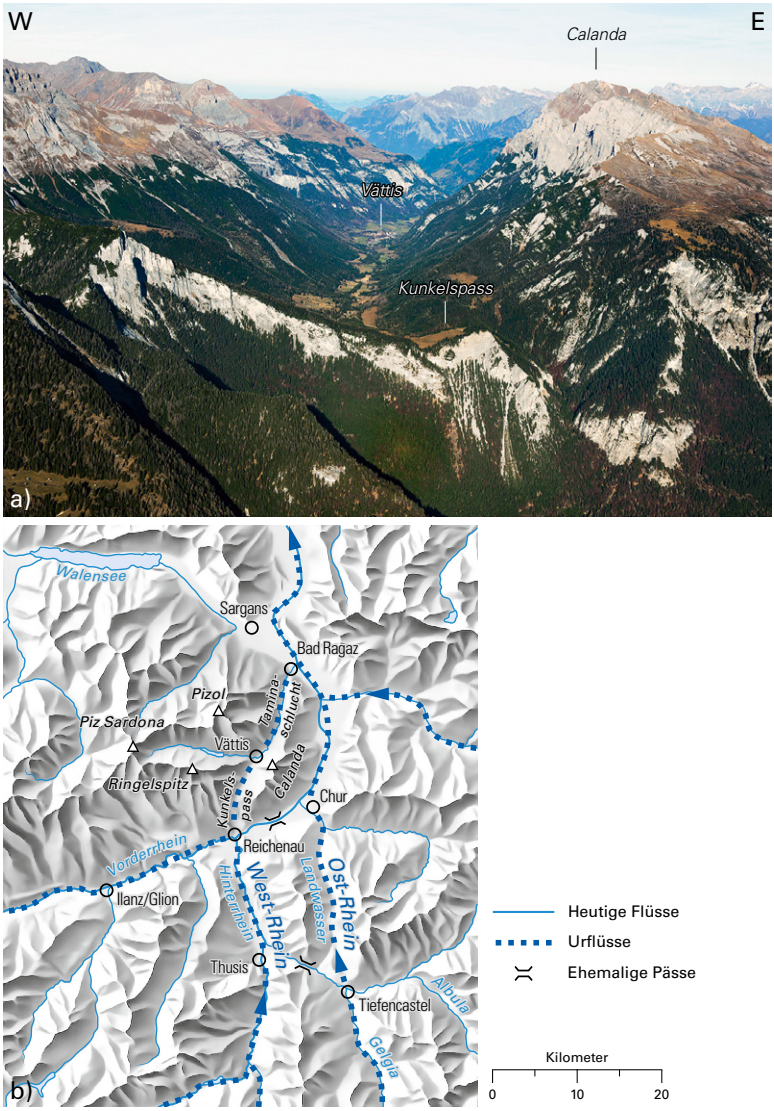


Fig. 48: Flussumlenkungen im Bereich von Atlasblatt Reichenau. a) Luftaufnahme des Trockentals Kunkelspass–Vättis mit Blickrichtung nach Nordnordosten. Foto © VBS. b) Der postulierte Verlauf von Ost-Rhein und West-Rhein vor 500 000 Jahren.

richtungen der Eisströme. Für das Kartengebiet ist die Transfluenz des Vorderrheinarms des Rheingletschers aus der Surselva über den Kunkelspass in Richtung Vättis relevant. Die Eisoberfläche lag damals bei Reichenau auf etwa 2100 m ü.M. Diese Höhe wie auch die Transfluenz können aus der Schliffgrenze und der Verteilung von Erratikern abgeleitet werden.

Erwähnenswert ist zudem die glaziale Übertiefung des Rheintals. Bei Chur lassen die reflexionsseismischen Daten des nationalen Forschungsprogramms «Geologische Tiefenstruktur der Schweiz» NFP20 (PFIFFNER et al. 1997) vermuten, dass die Kote des Felsuntergrunds ungefähr auf Meereshöhe liegt (Fig. 49). In der Füllung des Tals liegen fluviatiler Rheinschotter über feinkörnigen glazifluviatilen und glazilakustrischen Ablagerungen, wobei die Grenze auf rund 410 m ü.M. liegt, was auch die Bohrung Chur-Rossboden bestätigt. Die glazilakustrischen Ablagerungen dürften sich unter dem abschmelzenden aufschwimmenden Rheingletscher nach dem letzteiszeitlichen Maximum akkumuliert haben.

Spätglaziale Gletscherstände des Rheingletschers können in den Haupttälern nicht nachgewiesen werden. Einzig Lokalmoränen wie beispielsweise im Val Trimosa oder auf dem Felsberger Älpli weisen auf Gletscherstände hin, welche mit dem Egesen-Stadium korreliert werden können.

Holozäne Bergstürze und Seen

Die Landschaftsgeschichte im Holozän ist geprägt durch den Niedergang diverser Bergstürze, welche die Flüsse stauten und Seen entstehen liessen. Bergstürze, Seen und deren Ausbrüche veränderten das Landschaftsbild tiefgreifend. Dieser Wandel ist anhand von zwei digitalen Geländemodellen illustriert. (Fig. 50). Das erste Modell zeigt die Situation nach dem Niedergang des Taminser Bergsturzes (Fig. 50a), dessen Trümmermasse den Vorder- und Hinterrhein zum Bonaduzersee aufstaute. Das Geländemodell ist rekonstruiert für den Zeitpunkt vor dem Niedergang des Flimser Bergsturzes und dem erosiven Einschneiden der Schluchten und Tobel in dessen Trümmermasse. Als Folge der Unsicherheiten im Zusammenhang mit der Rekonstruktion weist die Geländeoberfläche sanfte Konturen auf und erscheint dadurch etwas unscharf. Zu beachten ist, dass der «Ur-Flimserstein» bis weit nach Süden reichte. Das zweite Geländemodell zeigt die Situation nach dem Niedergang des Flimser Bergsturzes und der verdrängten und remobilisierten verflüssigten See- und Talfüllung (Fig. 50b). Mit Ausnahme der ins Gelände gelegten Seen – Safien- und Ilanzersee – entspricht die Geländeoberfläche der heutigen Topographie.

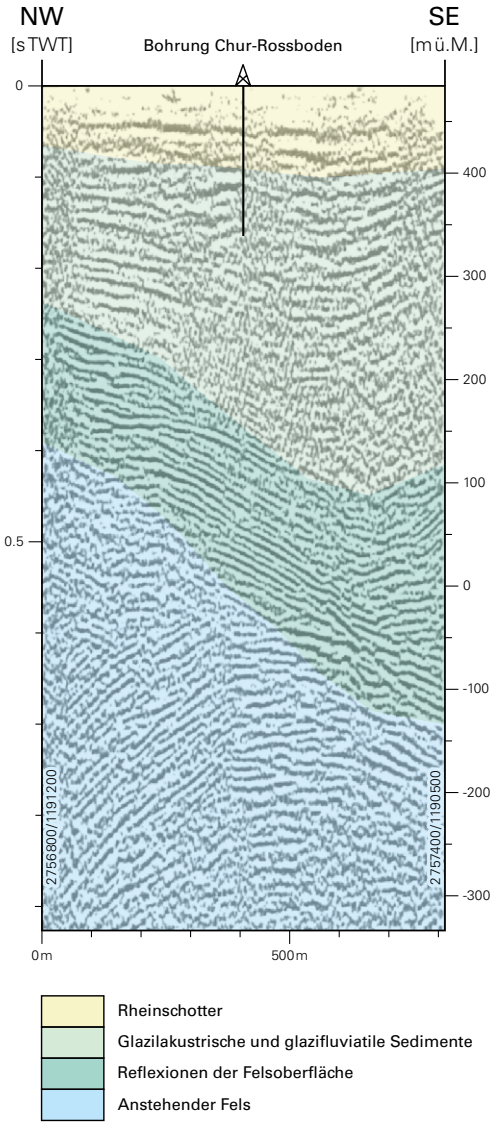
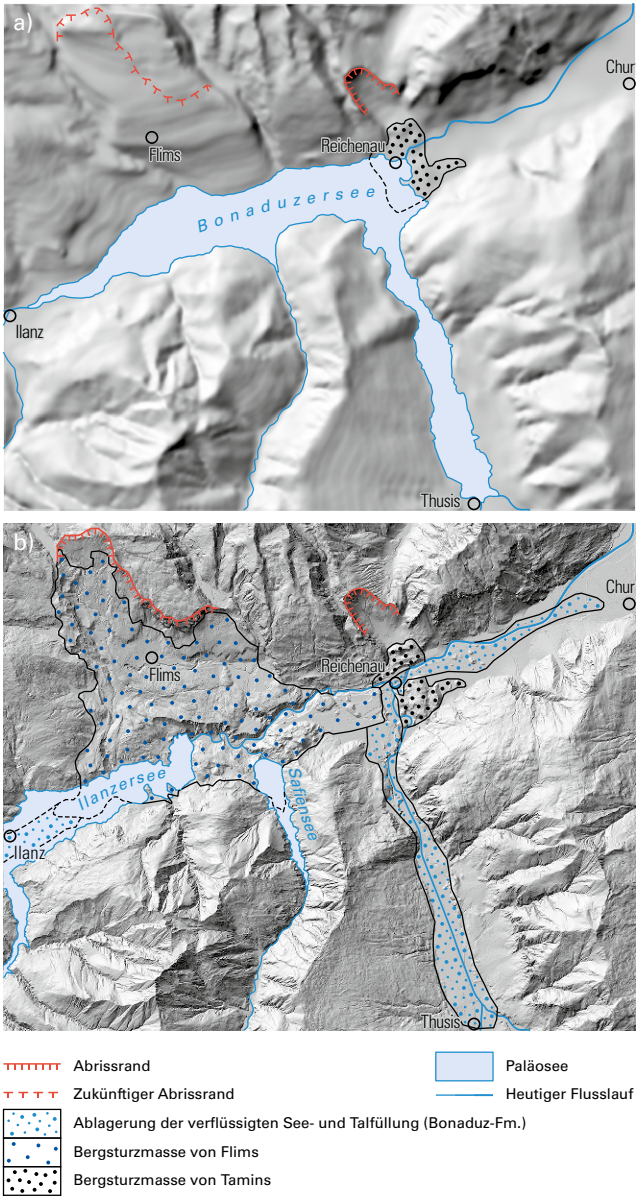


Fig. 49: Die seismische Linie «Chur» des NFP20. Bei der geologischen Interpretation wurden auch die Befunde der Bohrung Chur-Rossboden berücksichtigt.


a)
Chur
Flims
Reichenau
Bonaduzersee
Ilanz
Thusis
b)
Chur
Flims
Reichenau
Ilanzersee
Safiensee
Ilanz
Thusis
Abrissrand
Zukünftiger Abrissrand
Ablagerung der verflüssigten See- und Talfüllung (Bonaduz-Fm.)
Bergsturzmasse von Flims
Bergsturzmasse von Tamins
Paläosee
Heutiger Flusslauf

Taminser Bergsturz

Dass der Taminser Bergsturz älter als derjenige von Flims ist, wurde schon von früheren Bearbeitern angenommen, da die vom Flimser Bergsturz ausgelöste Flutwelle über die Bergsturzmasse von Tamins schwappte und dadurch Ablagerungen der Bonaduz-Formation heute teilweise auf dieser Bergsturzmasse liegen. Die Datierung des Taminser Bergsturzes anhand des kosmogenen Radionuklids ^{36}Cl ergab ein Alter von 9420 ± 880 Jahren (PFIFFNER et al. 2023). Der Bergsturz brach aus der Nische des Säsagit aus und prallte südlich von Reichenau auf den Gegenhang. Es ist davon auszugehen, dass die Bergsturzmasse die Lockergesteinsfüllung des Rheintals aufschürfte und diese dadurch zusätzlich mobilisiert wurde. Die Trümmermasse zerglitt nach dem Aufprall unter dem eigenen Gewicht. Sie breitete sich nach Osten aus, wodurch die Nord-Süd-verlaufenden Hügel südlich des Fabrikgeländes der EMS-Chemie entstanden (Crest'Aulta, Tuma Calchera, Tuma Lunga, Tum'Arsa und Tuma Varsera). Gleichzeitig bewegte sie sich auch nach Südwesten in Richtung Rhäzüns (Plazzas). Teile dieser Trümmermasse im Südwesten wurden später beim Niedergang des Flimser Bergsturzes nochmals mobilisiert. Es ist nicht gesichert, ob die Vorkommen bei Sogn Gieri, Cresta Biema und Schloss Rhäzüns primär durch den Taminser Bergsturz dorthin gelangten oder aber ob sie beim Niedergang des Flimser Bergsturzes im Zusammenhang mit der Bonaduz-Formation verschwemmt und umgelagert wurden.

Die Sackungsmasse beim Bleiswald, rund 2 km nordöstlich von Tamins, hat sich aus der Nische unterhalb des Foppachopfs gelöst. Sie besteht aus zerrütteten triassischen und jurassischen Sedimentgesteinen, welche in den Felswänden im Osten der Nische anstehend sind. Die Sackungsmasse ist auf Benis Boden von Blöcken von «Quintner Kalk» überlagert, welche der Bergsturzmasse von Tamins zugeordnet werden können. Aufgrund dieser relativen Altersbeziehung ist davon auszugehen, dass die Sackung im Vorfeld des Taminser Bergsturzes aktiv gewesen sein dürfte.

Die ursprüngliche Geländeform im Anrissgebiet des Taminser Bergsturzes wird durch eine Reihe von gekappten Entwässerungsrinnen auf der Nordostflanke des Säsagit angedeutet. Diese Rinnen verlaufen in nordöstlicher Richtung und streichen im Südosten, im Bereich des ehemaligen «Ur-Säsagits» in die Luft aus (Fig. 51). Es ist davon auszugehen, dass der Bergrücken Baldachopf – Chli Furgga – Säsagit sich vor dem Bergsturzereignis noch weiter gegen Südosten erstreckt haben dürfte.

Fig. 50: Holozäne Landschaftsentwicklung im Gebiet von Atlasblatt Reichenau und seiner Umgebung. a) Rekonstruiertes digitales Geländemodell nach dem Niedergang des Taminser Bergsturzes und des aufgestauten Bonaduzersees. b) Aktuelles digitales Geländemodell (swissALTI^{3D}) zur Veranschaulichung der Situation nach dem Niedergang des Flimser Bergsturzes, inklusive den eingefügten temporären, von der Bergsturzmasse von Flims aufgestauten Seen (Ilanzer- und Safiensee).

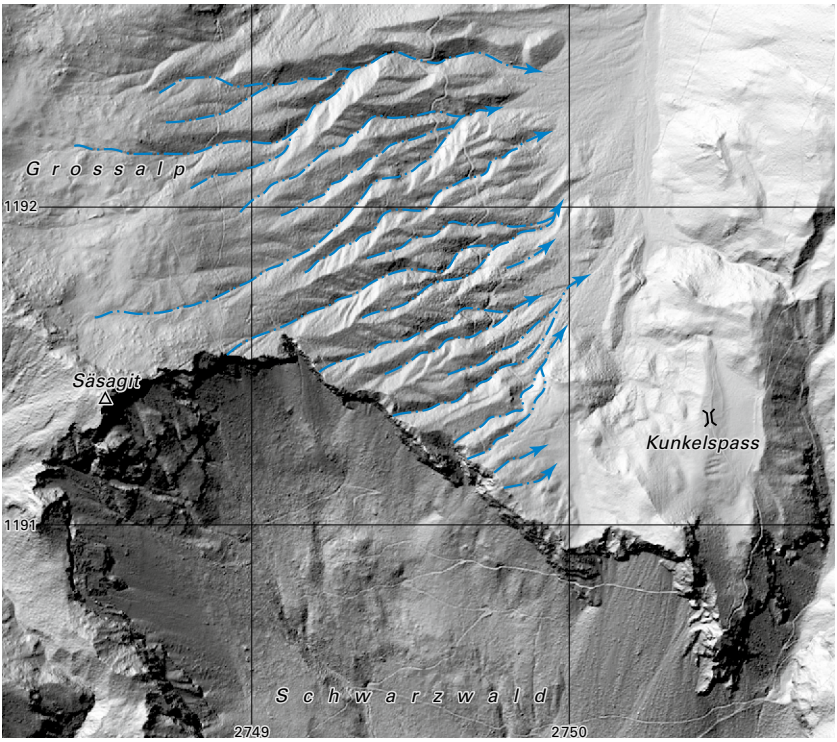


Fig. 51: Detailansicht des digitalen Geländemodells (swissALTI^{3D}) im Gebiet östlich des Kunkelspasses. Deutlich sichtbar sind die gekappten Entwässerungsrinnen, welche gegen Südwesten in die Luft ausstreichen.

Bonaduzersee

Der Verlauf des von der Bergsturzmasse gebildeten natürlichen Damms, der den Bonaduzersee nach dem Niedergang des Taminser Bergsturzes gestaut hat, ist aufgrund der heutigen Topographie relativ klar zu rekonstruieren: Er dürfte die Erhebungen von Cartschitscha und die Pkte. 703 m und 713 m nördlich des Rheins mit dem Tuma da Zislis südlich des Rheins verbunden haben (Fig. 50a). Die Dammhöhe ist aus der Morphologie der Bresche im Bereich des heutigen Rheins schwierig abzuschätzen. Die Verflachung auf 680 m ü.M. beim Tuma da Zislis ist deutlich, hat aber kein Äquivalent auf der anderen Seite des Rheins. Nimmt man eine Seespiegelhöhe von 680 m ü.M. an, so reichte der Bonaduzersee entlang des

Hinterrheins bis knapp nach Thusis und entlang des Vorderrheins bis fast nach Ilanz. Der sandige Kies der Bonaduz-Formation deutet darauf hin, dass der Bonaduzersee möglicherweise zumindest teilweise aufgeschottert worden war. Die räumliche Verteilung dieser Sedimente und die Wassertiefe des Sees zum Zeitpunkt des Niedergangs des Flimser Bergsturzes sind allerdings sehr schwer abzuschätzen. Prinzipiell ist davon auszugehen, dass die geschütteten Deltas vor den Flussmündungen bei Ilanz beziehungsweise bei Thusis in Richtung Reichenau wuchsen, dass aber auch kleinere Schuttfächer von den beidseitigen Zuflüssen des Vorder- und des Hinterrheins entstanden sein dürften.

Die heutige Höhe der Ebene von Bonaduz entspricht der Oberkante der Bonaduz-Formation (Fig. 52a). Im Vordergrund ist eine dem Vorderrhein zugewandte Erosionskante zu erkennen, die belegt, dass die Bonaduz-Formation vom Vorderrhein angeschnitten wurde. Die seismische Linie «Bonaduz» des NFP20 wurde auf der auf 590 m ü.M. gelegenen Ebene im Bereich des Zusammenflusses von Hinterrhein und Vorderrhein aufgenommen (PFIFFNER et al. 1997). Die Untergrenze der Bonaduz-Formation befindet sich hier demnach auf 430 m ü.M. (Fig. 52b), woraus sich eine Gesamtmächtigkeit der Bonaduz-Formation von ungefähr 230 m ableiten lässt. Diese Gesamtmächtigkeit dürfte der Mächtigkeit der durch den Flimser Bergsturz mobilisierten Talfüllung entsprechen und kann somit als grobe Näherung zur Abschätzung der Grössenordnung für das Volumen der von den Flüssen und Bächen eingebrachten Deltaablagerungen herangezogen werden. Die Grenze zwischen den glazifluviatilen und glazilakustrischen Sedimenten sowie der darüberliegenden Bonaduz-Formation ist im Bereich von Bonaduz mit 430 m ü.M. leicht höher als bei Chur (410 m ü.M.). Diese Kote dürfte auch dem ursprünglichen Seeboden des Bonaduzersees entsprechen. Die verbleibende Wassertiefe des Sees bei Reichenau zum Zeitpunkt des Niedergangs des Flimser Bergsturzes bleibt aber nach wie vor spekulativ. Der Felsuntergrund ist gemäss der Interpretation der seismischen Linie «Bonaduz» auf einer Kote von ungefähr 150 m ü.M. zu erwarten, was für eine beträchtliche glaziale Übertiefung spricht.

Flimser Bergsturz

Die Abrisskante des Flimser Bergsturzes verläuft entlang der nach Süden und Westen exponierten Felswände des Flimsersteins und liegt grösstenteils im Gebiet von Blatt Flims (Fig. 50). Die östliche Begrenzung des «Ur-Flimsersteins» verlief parallel zur Turnigla (Atlasblatt Reichenau), die westliche entlang der Talung Plaun Segnas Sut – Startgels (Blatt Flims). Die Gleitbahn im Gebiet Fidaz – Uaul da Fidaz fällt mit rund 17° nach Südsüdosten ein, was ziemlich genau mit dem im Gelände gemessenen Schichtfallen übereinstimmt. Weiter südlich weist die Gleitbahn jedoch eine Steilstufe auf, angezeigt durch die anstehenden Felswände oberhalb der Kantonsstrasse zwischen Trin Mulin und Flims. Die Oberkante dieser Stufe liegt auf ungefähr 1000 m ü.M., die Basis auf etwa 800 m ü.M.

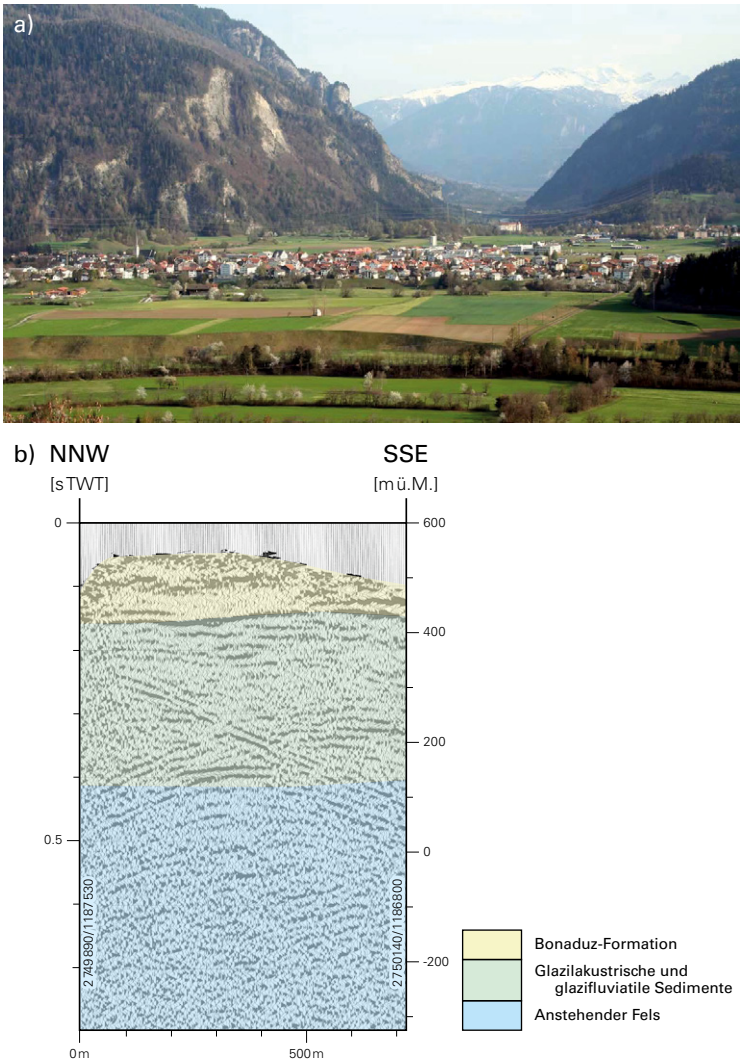


Fig. 52: Bonaduz-Formation. a) Blick nach Süden über die Ebene von Bonaduz. Im Vordergrund ist die vom Vorderrhein in die Bonaduz-Formation eingeschnittene Terrassenkante deutlich sichtbar. Foto A. Michael. b) Die seismische Linie «Bonaduz» des NFP20. Die geologische Interpretation verdeutlicht die beträchtliche glaziale Übertiefung. Die Untergrenze der Bonaduz-Formation ist auf ungefähr 430 m ü. M. zu vermuten.

Der weitere Verlauf der Gleitbahn gegen Süden ist ungesichert. Bei der Burgstelle Wackenau am Vorderrhein zwischen 600 und 650 m ü.M. ist die Grenze zwischen der Bergsturzmasse und dem unterlagernden Fels nochmals aufgeschlossen. Sie verläuft dort subvertikal und streicht ungefähr in West-Ost-Richtung.

Die im Gebiet Crap la Tgina – Cassons westlich des Flimsersteins (Blatt Flims) eindrücklich aufgeschlossene Gleitbahn weist eine durchschnittliche Neigung von 24° auf und ist damit deutlich steiler als das Schichtfallen, welches hier rund 10° beträgt. Dies zeigt sich auch daran, dass die Gleitbahn von den kretazischen Abfolgen durch den Tros-Kalk bis in den «Oberen Quintner Kalk» in immer tiefere Einheiten greift. Die mit 24° einfallende Gleitbahn verläuft ungefähr parallel zum Einfallen der Schieferung der Calanda-Phase. Weiter gegen Süden weist die Gleitbahn, wie im Gebiet Fidaz – Uaul da Fidaz weiter östlich, Verflachungen und Steilstufen auf.

Das Alter des Flimser Bergsturzes wurde anhand von Sedimenten der auf der Bergsturzmasse liegenden Seen (Lag la Cauma, Lag Grond) und mittels Holzfunden innerhalb der Trümmermasse auf 9480–9430 cal BP bestimmt (DEPLAZES et al. 2007), was dem frühen Holozän entspricht. NICOLUSSI et al. (2015) engten diese Zeitspanne auf 9475–9343 cal BP ein. Datierungen mittels kosmogener Nuklide ergaben ein Alter von 8900 ± 700 Jahren (IVY-OCHS et al. 2009). Erwähnenswert ist der von VON POSCHINGER & HAAS (1997) beschriebene Holzfund an der Stirn der Bergsturzmasse im Safiental (Koord. 2746 060/1182 840), mit welchem das Alter des Bergsturzes erstmals als nachletzteiszeitlich bestimmt werden konnte (9000–8000 BP) – der Fundort ist als geologisch relevanter Aufschluss auf der Karte vermerkt – und die Diskussion über eine allfällige glaziale Überprägung der Bergsturzmasse endgültig beendete. Eine zusätzliche Altersbestimmung konnte an einer Eiche, die vom Ilanzersee geflutet wurde und bei Rueun in Lebensstellung am Rheinufer gefunden wurde (BRUNNER 1963), durchgeführt werden. Gemäss neuer, vorläufiger C14-Datierung an der Universität Bern dürfte die Eiche vor 9493 Jahren abgestorben sein (Bündnerzeitung vom 14.12.2024).

Die räumliche Verteilung der auf Seite 76ff. beschriebenen Trümmertypen innerhalb der Bergsturzmasse kann plausibel mit dem geologischen Bau des Herkunftsgebiets, des Flimsersteins erklärt werden. Wie im Abrissgebiet heute noch zu beobachten ist, besteht der oberste Teil aus kretazischen Kalkformationen, wobei die Öhrli-Formation die mächtigste ist. Die oberste Schale der Bergsturzmasse – der «Carapace» (Trümmertyp 5) – besteht aus Blöcken von Kalk der Öhrli-Formation. In der Abrisskante folgt darunter nach der nur geringmächtigen Zementstein-Formation der mächtige Tros-Kalk, ein weisser marmorähnlicher Kalk. Der Tros-Kalk kann mit dem weisslichen homogen zerrütteten Kalk und mit dem weisslichen Kalk mit metergrossen Komponenten korreliert werden (Trümmertyp 4). Diese bauen heute die Pyramiden in der Ruinaulta auf. Der graue zerrüttete Kalk mit grösseren Komponenten (Trümmertyp 3) sowie die grossen Blöcke von grauem Kalk, in welchen die Schichtung noch deutlich erkennbar ist (Trüm-

mertyp 2), lassen sich mit dem «Quintner Kalk» vergleichen. Im Abrissgebiet sind nur der «Obere Quintner Kalk» und lokal das «Mergelband» aufgeschlossen. Diese Übereinstimmung zwischen der stratigraphischen Abfolge im Abrissgebiet und dem Aufbau der Bergsturzmasse legt den Schluss nahe, dass das gesamte Gesteinspaket des «Ur-Flimsersteins» im Gesteinsverband abgeglitten und anschliessend intern zerbrochen ist. Lediglich am Gegenhang ist die Trümmermasse beim Aufprall nach Osten in Richtung Bonaduz beziehungsweise nach Westen in Richtung Ilanz abgelenkt worden. Der schwärzliche Kalk, der als unterste Einheit nahe des Vorderrheins in der Bergsturzmasse auftritt (Trümmertyp 1), dürfte an der Basis des Trümmerstroms zu beheimaten sein. Die Frage bleibt allerdings, wie tief unter den Vorderrhein die Bergsturzmasse reicht. Die Untergrenze der Bergsturzmasse ist lediglich im Gebiet Flims–Fidaz sowie im Val dal Mulin bei Laax (Blatt Flims) aufgeschlossen. Wie im Zusammenhang mit der Bonaduz-Formation im Anschluss noch diskutiert wird, ist aber anzunehmen, dass der Tiefgang der Trümmermasse vermutlich nicht allzu gross sein dürfte.

Betrachtet man den Gesteinsinhalt des «Carapace», so stellt man fest, dass dieser, wie schon erwähnt, vorwiegend aus Blöcken von kretazischem Kalk und untergeordnet von Tros-Kalk besteht, wie dies auch schon von GSELL (1918) festgestellt wurde. Aber am Flimserstein sind auch Klippen von Glarner Verrucano zu beobachten. Tatsächlich wurde bei der Kartierung am Westrand des Kartengebiets bei Sut Rens und im Gebiet südlich von La Mutta (Blatt Flims) Blöcke von Glarner Verrucano im «Carapace» gefunden. Gemäss GSELL (1918) und eigenen Kartierungen sind Verrucanoblöcke im Gebiet Flims Dorf und Waldhaus verbreitet anzutreffen. Schliesslich sind in der Nähe der Verrucanoblöcke südlich von La Mutta auch einzelne Erratiker von Granit zu finden. Blöcke von Verrucano und Kristallingestein sind ebenfalls südlich des Rheins im Gebiet nordwestlich von Versam zu finden. Die Verrucanoblöcke sind mit dem Bergsturz transportiert worden, sie repräsentieren die ehemaligen permischen Gesteine, die vor dem Bergsturzereignis auf dem «Ur-Flimserstein» gelegen haben. Zieht man die räumliche Lage der Glarner Hauptüberschiebung in Betracht, lagen diese permischen Gesteine auf knapp 2600 m ü.M. und somit gleich hoch wie auf dem Fil de Cassons. Die Erratiker von Granit dürften von den tiefer gelegenen Hängen des «Ur-Flimsersteins» stammen, wo sie als höchstwahrscheinlich letzteiszeitliche Erratiker abgelagert worden waren. In Figur 19 (s. S. 61) ist ersichtlich, dass die maximale letzteiszeitliche Eisoberfläche im Gebiet von Flims auf ungefähr 2200 m ü.M. lag.

Verflüssigung der Unterlage und Zerbrechen der Trümmermasse von Flims

Durch den Impakt der Trümmermasse des Flimser Bergsturzes in den Bonaduzersee wurde dessen wassergesättigte Füllung und die darunter liegenden glazilakustrischen und glazifluviatilen Ablagerungen, welche unter dem Gletscher und in dessen Vorfeld abgelagert wurden, zu einer Suspension verflüssigt. Diese ent-

wich nach Osten in Richtung Reichenau beziehungsweise nach Süden in Richtung Thusis sowie nach Westen in Richtung Ilanz (Fig. 50b). Aber auch die Trümmermasse des Flimser Bergsturzes selbst zerbrach beim Impakt in den Bonaduzersee. Zeugen davon sind Injektionen, beziehungsweise sedimentäre Gänge (clastic dikes) von Bonaduz-Formation, welche von unten in die Bergsturztrümmermasse intrudiert sind. Illustrative Beispiele dazu sind die Säulen aus Bonaduz-Formation östlich des Bahnhofs Trin (Fig. 34, Koord. 2746 850/1186 850) oder der subvertikale sedimentäre Gang, der im Val Pintrun (Fig. 35, Koord. 2745 375/1186 500) unweit der Mündung des Flem in den Vorderrhein das Bergsturzmaterial durchbricht.

Ein weiteres Phänomen, das mit dem Impakt der Bergsturzmasse in den Bonaduzersee in Zusammenhang steht, sind die zahlreich vorkommenden trichterartigen Vertiefungen (Depressionen ohne oberirdischen Abfluss). Sie sind vor allem im zentralen Teil der Bergsturzmasse anzutreffen (südwestlich von Digg und nordwestlich von Versam), messen meist 50 bis 100 m im Durchmesser und sind 10 bis 20 m tief. Es ist wahrscheinlich, dass es sich hierbei um Entwässerungsröhren beziehungsweise -trichter (blow-out structure) handelt, welche die Bergsturzmasse – ähnlich den sedimentären Gängen (clastic dikes) – durchschlagen.

Seen auf und hinter der Bergsturzmasse von Flims

Die Bergsturzmasse von Flims weist eine unregelmässige Oberfläche mit Erhebungen und Mulden auf. In den Mulden sind mehrere Seen vorhanden, die meisten davon ohne oberirdischen Zu- und Abfluss. Einziger See auf der Bergsturzmasse im Gebiet von Atlasblatt Reichenau ist der Lag la Cresta, der an seinem Nordende einen nur schwach ausgebildeten natürlichen Abfluss in den Flem aufweist.

Südlich von Trin Mulin wurde durch die Bergsturzmasse ein See aufgestaut, der anschliessend durch den Flem aufgeschottert wurde. Dieses Schottervorkommen (Ältere Alluvion, $\mathbf{q_s}$) liegt auf 800 m ü.M. und wurde durch die rückschreitende Erosion des Flem und der Turnigla in die Terrassen von Sur Aua, Nigluz, Ruegna und Nedi gegliedert. Auffallend ist das steile Gefälle des Flem von knapp 4° in der Schlucht des Val Pintrun, was auf eine rasche Eintiefung hindeutet.

Die Bergsturzmasse von Flims drang auch in den Ausgang des Safientals und staute den Safiensee (Fig. 50b). Entsprechende Stillwassersedimente sind im Safiental jedoch keine bekannt. Kurzzeitig könnte die maximale Stauhöhe auf 945 m ü.M. gelegen haben, da nordöstlich von Sigl Ault ehemalige Abflussrinnen zu erkennen sind. Die auf der Karte als Ältere Alluvionen ($\mathbf{q_s}$) kartierten fluviatilen Schotter von Parstogn (880 m ü.M.) östlich des Versamertobels markieren wahrscheinlich einen Zwischenstand des Abflusses des Safiensees. Der ehemalige Damm müsste dann von Cresta (965 m ü.M.) nördlich Versam über Pkt. 906 m nach Crestas (970 und 1012 m ü.M.) nördlich Parstogn gesucht werden. Der heutige Lauf der Rabiusa auf 650 m ü.M. und die rund 40° steilen Schluchthänge dürf-

ten eine rasche Eintiefrate der Rabiusa nahelegen. Verteilt auf die Zeit seit dem Niedergang des Bergsturzes bis heute beträgt diese durchschnittlich mindestens 26 mm/a; die Erosionsrate dürfte aber starken Schwankungen unterworfen gewesen sein.

Der grösste See, der Ilanzersee, wurde am Westrand der Bergsturzmasse von Flims im Gebiet von Blatt Flims aufgestaut (Fig. 50b), und hielt sich gemäss jüngeren Untersuchungen mit fast 1000 Jahren erstaunlich lange (Bündnerzeitung vom 14. 12. 2024). Der Seespielgel des Ilanzersees ist nicht einfach zu bestimmen. Die maximale Seespiegelhöhe dürfte auf 936 m ü.M. gelegen haben, da bei Carnifels westlich von Versam keine Hinweise auf das Vorhandensein ehemaliger Abflussrinnen, die einen Überfluss in Richtung Versam belegen würden, zu erkennen sind (VON POSCHINGER 2006). Ein weiteres Argument liefert die Morphologie der Bergsturzmasse. Der mutmassliche Damm erstreckte sich von Lengwald am Westrand des Kartengebiets über die Ruinaulta zur Häuseransammlung bei Tuora. Beidseits der Ruinaulta ist ein relativ scharfer Geländeübergang zwischen einer flachen Topographie (Tuora – Foppas und Lengwald) und einer steilen Flanke (Ruinas und Islahalda) ausgebildet. Dieser Geländeübergang dürfte den Erosionsrand darstellen, welcher sich auf beiden Seiten auf ungefähr 830 m ü.M. befindet und auf den Ausbruch grösserer Wassermengen zurückzuführen ist. Interessanterweise sind weiter flussaufwärts in den Talflanken auffallende morphologische Wechsel festzustellen: Oberhalb von 830 m ü.M. existieren markante Murgangrinnen, die nach unten verschwinden. Sie könnten dadurch erklärt werden, dass die Erosion durch fliessendes Wasser oberhalb des Seespiegels stattfand, sich jedoch nicht in gleicher Intensität am Seegrund fortsetzte. Beispiele solcher diskontinuierlichen Rinnen sind im Wald zwischen Salums und Planezzas Sura (Koord. 2740 000/1185 000, Blatt Flims), südlich von Tuora sowie die Schluocht südlich des Lengwalds zu finden. Mit einer maximalen Seespiegelhöhe von rund 830 m ü.M. ergibt sich eine maximale Ausdehnung für den Ilanzersee, die sich entlang des Vorderrheins bis in die Gegend von Trun und entlang des Glenners bis in die Gegend von Peiden Bogn (Atlasblatt Ilanz) erstreckte.

Durchbruch bei Reichenau und Bildung der Tumas im Rheintal

Die Flugaufnahme in Figur 53 zeigt die Bresche durch die Bergsturzmasse von Tamins östlich von Reichenau sowie die flussabwärts liegenden, bei Domat/Ems gehäuft vorkommenden bewaldeten Tumas im Talgrund des Rheintals. Die Bresche manifestiert sich in den steilen Flanken zwischen den Erhebungen von Cartschitscha nördlich und Ils Aults südlich des Rheins. Die Tumas bestehen aus zusammengesetzten Blöcken, die aus dem von der Bergsturzmasse aufgebauten Riegel herausgerissen und mit der Suspension der Bonaduz-Formation talabwärts transportiert und anschliessend zwischen Domat/Ems und Chur abgelagert wurden. Die lithologische Zusammensetzung der Tumas stimmt mit derjenigen der



Fig. 53: Flugaufnahme des Rheintals im Abschnitt Reichenau–Chur. Weiss markiert ist die Bresche von Reichenau zwischen Cartschitscha und Ils Aults. Foto © VBS.

Bergsturzmasse von Tamins überein und stützt somit diese Interpretation. Eine tabellarische Auflistung der einzelnen Tumas im Gebiet von Domat/Ems, Felsberg und Chur inklusive deren lithologische Zusammensetzung ist in Tabelle 3 aufgeführt. Bei der Planierung des Industrieareals Tuleu wurden rund 10 m Lockergesteinsmaterial abgetragen. Dabei kamen im Untergrund im Bereich der Bresche Bergsturztrümmer des Taminser Bergsturzes zutage, welche nach oben hin horizontal scharf abgeschnitten sind (Fig. 54a). Diese Fläche auf 600 m ü.M. dürfte die Erosionsbasis der Bresche sein, die von teilweise verkittetem Grobkies mit Steinen und Blöcken, welche als Ablagerungen von Trümmerströmen (debris flows) gedeu-



Fig. 54: Die Erosionsbasis der Bresche von Reichenau bei Tuleu (Koord. 2751 250/1188 400). a) Die offene Baugrube zeigt die gegen oben hin scharf begrenzte Bergsturzmasse. b) Verkitteter Kies mit Steinen. Fotos O. A. Pfiffner.

tet werden können (Fig. 54b), überlagert wird. Zementierter Kies mit Steinen und Blöcken und geringem Feinanteil (Sand und Silt) sind auch entlang des Abhangs zum Rhein zwischen der Rheinbrücke nordöstlich von Reichenau und Vallada östlich des Stauwehrs des Kraftwerks Reichenau zu finden. Es handelt sich dabei um die östlichsten Ablagerungen des Durchbruchereignisses oder aber um Teile der Schwemmebene von Ransun–Mittler Crestis (q_{IR}). Für Letzteres spricht die Dominanz von Geröllen und Blöcken von «Quintner Kalk».

In Erdwärmesondenbohrungen in Domat/Ems wurden bis in Tiefen von 80 m grössere Blöcke erbohrt. In Tiefen zwischen 100 und 180 m wurde das Bohrgut teilweise als feinkörnige Seeablagerungen charakterisiert. Die Interpretation und Korrelation von Befunden aus Erdwärmesondenbohrungen sind jedoch generell mit grösseren Unsicherheiten behaftet.

Von den Tumas bei Domat/Ems ist der Tuma Casti von besonderem Interesse. Er besteht auf der Südseite aus zertrümmertem «Quintner Kalk», während auf der Nordseite Silt anzutreffen ist. Am Kontakt zwischen Kalk und Silt schwimmen faust- bis kopfgrosse eckige Kalkbrocken im Silt und deuten eine gewaltsame Vermengung beider Gesteinskörper an. Silt wurde früher am Nordfuss des Tuma bis in eine Tiefe von 15 m unter dem Talboden abgebaut. Ein Teil des Abbaumaterials wurde als Aufschüttung des Friedhofareals auf dem Tuma Turrera verwendet (STAUB 1910). Auch kürzlich angelegte Baggerschlitze für die Verlegung von Leitungen entlang der Via Tuma Casté nördlich des Tuma Casti offenbarten einen grösseren Siltkörper im Untergrund.

Der in Figur 55 dargestellte Profilschnitt basiert teilweise auf Bohrungen und zeigt eine Geometrie, bei welcher die Bergsturztrümmer der drei Tumas Casti, Tschelli und Marchesa im Untergrund miteinander verbunden sind, jedoch nur wenig tief in den darunterliegenden Rheinschotter hinabreichen. Tuma Casti und Tuma Tschelli waren früher durch einen Rücken von Bergsturzmaterial miteinander verbunden, welcher allerdings beim Bau der Dorfstrasse abgetragen wurde. STAUB (1910) vermutete aufgrund eines 1,5 m tiefen Schachts, dass auch der Tuma Padrusa und der Tuma Platta im Untergrund miteinander verbunden sein könnten.

Am rechten Rheinufer bei Barnaus (Koord. 2752 520/1189 400) findet sich ein rund 10 m grosser Körper von Bergsturztrümmern in Kontakt mit einem kleinen Aufschluss von Kies der Bonaduz-Formation. Die Bergsturztrümmer sind überlagert von einer Lage von Grobkies mit bis zu 1 m grossen Kalkgeröllen (fragliche Alluvion von Ransun), die wiederum von geschichtetem Grobkies mit Kristallingeröllen überlagert wird.

All diese Beobachtungen bestätigen, dass sich die Flutwelle des Durchbruchs bei Reichenau als eine rund 20 m mächtige Suspension aus Wasser, Silt, Kies und Bergsturztrümmern rheintalabwärts ausbreitete und dabei grössere, zusammengesetzte Körper von Bergsturztrümmern, die heutigen Tuma, bis nach Chur verfrachtet wurden. Aufgrund der Untersuchungen der drei dort erhalten gebliebenen

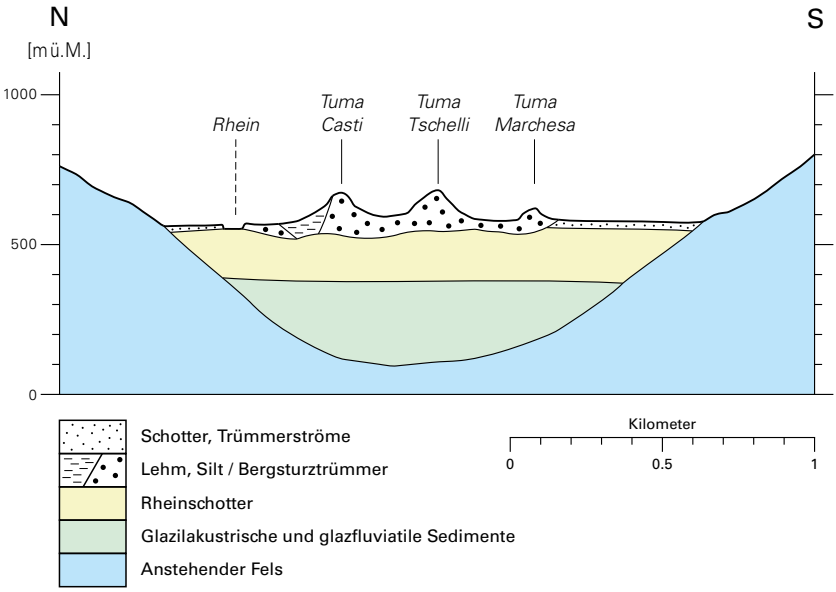


Fig. 55: Profilschnitt durch die Tumas von Domat/Ems.

Tumas Rheinfels, Walserbühl (Polentahügel) und Ackerbühl, sowie deren Untergrund kommen VON POSCHINGER & RÜEGG (2012) ebenfalls zum Schluss, dass diese Hügel von weiter talaufwärts als Teile eines Suspensionsbreis angeschwemmt wurden. Feineres Material, das dem Durchbruchereignis zugeordnet werden kann, wurde von Chur aus noch weiter talabwärts gespült und konnte sogar in Sedimenten des Bodensees nachgewiesen werden (SCHNEIDER et al. 2004).

Neben den grösseren Anhäufungen von Gesteinsblöcken, welche heute als Tumas vorliegen, transportierte die Flutwelle viele gerundete Kalk- und Kristallinkomponenten, die als Tsunamiablagerungen («Spritzzone») die Bergsturzmassen beidseits der Bresche des Rheins von Reichenau lokal überdecken. Südlich von Reichenau auf den Flanken südwestlich von Plong Vaschnaus findet sich eine geringmächtige Lage von gerundeten Komponenten in einer siltigen Matrix. Auch auf der steilen Nordflanke des Tuma da Zislis liegen einzelne, zerstreut verkommende gerundete Kristallinkomponenten. Nordöstlich von Tamins trifft man – wie schon von SCHOLZ (2018) beschrieben – in den Depressionen nördlich und südlich von Cartschitscha und bei Benis Boden ebenfalls Zeugen dieser Flutwelle

beziehungsweise dieses Tsunamis. Die höchstgelegenen Vorkommen dieser Tsunamiablagerung (mit gerundeten Kristallinkomponenten) finden sich auf dem Rücken von Rascheu auf rund 800 m ü.M.

Rätselhaft sind die auf Rascheu (bei Koord. 2750 750/1189 200) gehäuft vorkommenden, bis mehrere Meter grossen Blöcke von permischen Vulkaniten auf dem flachen Rücken der vorwiegend aus Blöcken von «Quintner Kalk» bestehenden Bergsturzmasse von Tamins. Es ist schwer vorstellbar, dass diese Blöcke von Westen her – von den Vulkanitaufschlüssen von Jillis Sgai – oder von Osten her – von den Vulkanitaufschlüssen von Pflida – stammen. In letzterem Fall müssten zudem noch Blöcke von triassischen Sedimentgesteinen vorhanden sein, sowie Anzeichen einer entsprechenden Sturzbahn. Ebenfalls erscheint es unwahrscheinlich, dass die Blöcke durch den vom Flimser Bergsturz im Bonaduzersees ausgelösten Tsunami heraufgeschleudert wurden. Die Tsunamiablagerung umfasst gerundete, bis zu 10 cm grosse Kalk- und Kristallinkomponenten in einer feinkörnigen Matrix. Eine plausible Erklärung wäre, dass auf dem «Ur-Säsagit» eine Klippe von Glarner Verrucano – als südliche Fortsetzung der Verrucano-Klippe des Ringelspitzes – vorhanden war, welche dann als höchster Teil der Bergsturzmasse talwärts transportiert wurde. Eine südliche Fortsetzung des «Ur-Säsagits» dürfte genügend hoch gewesen sein, um eine Intersektion mit der nach Süden einfallenden Glarner Hauptüberschiebung ermöglicht zu haben.

Bergsturz von Bargis

Der Bergsturz von Bargis löste sich aus der Südwestflanke des Tschep Sut. Die Bergsturzmasse von Bargis überlagert im unteren Teil die Bergsturzmasse von Flims und ist somit jünger als letztere. Da die Bonaduz-Formation eine direkte Folge des Flimser Bergsturzes ist, dürfte das Bergsturzereignis von Bargis mit grösster Wahrscheinlichkeit auch jünger als die Ablagerung der Bonaduz-Formation sein. Eine eigentliche Abrisskante des Bergsturzes ist nicht auszumachen. Die tendenziell eher monotone Zusammensetzung der Bergsturzmasse legt den Schluss nahe, dass sich hier der sehr mächtige Tros-Kalk aus der Südwestflanke des Tschep Sut abgelöst hatte. Diese Bergflanke wird von mehreren Nordwest-Südost-streichenden subvertikalen Lineamenten – auf der Karte als Nackentälchen interpretiert – durchzogen, welche ein noch aktives gravitatives Abgleiten der zerlegten Bergflanke andeuten.

Die Bergsturzmasse baute östlich von Pkt. 1630 m (Koord. 2743 800/1190 750) einen Wall auf, der die Turnigla zum ehemaligen Bargissee aufstaute. Die anschliessende Aufschotterung (Ältere Alluvion, $\mathfrak{q}_s$) erfolgte bis auf 1565 m ü.M. Der Überlauf des gestauten Bargissees erodierte dann eine Kerbe bei Pkt. 1535 m in den Riegel von Bargis, so dass das abfliessende Wasser ab diesem Zeitpunkt wieder dem früheren Bachbett der Turnigla folgt. Das Gefälle der Turnigla vom Ausfluss bis zur Höhe des ehemaligen Sees von Trin Mulin beträgt 13°.

Entstehung der Ruinaulta

Die Entleerung des Ilanzersees und des Safiensees, deren Seespiegel auf 830 m ü.M. beziehungsweise 945 m ü.M. lagen, führte zur Entstehung der eindrücklichen Landschaft der Ruinaulta, einer Schlucht, die der Vorderrhein und die Rabiusa in die Bergsturzmasse von Flims eingeschnitten haben (Fig. 50b). Die Entleerung der beiden Seen erfolgte in Etappen, wovon eine ganze Anzahl von Terrassen und lokal erhalten gebliebenen Resten alter Talböden auf unterschiedlichen Höhenlagen zeugen. Diese Terrassen charakterisieren den unteren Teil der Ruinaulta. Ihre Genese wurden von CALHOUN & CLAGUE (2018) diskutiert.

Von einer ersten Phase der Entleerung des Ilanzersees zeugen Einschnitte in die auf 650 m ü.M. liegende Oberkante der Bonaduz-Formation nördlich von Bonaduz. Dort ist am Nordrand des Dorfs eine breite Rinne auszumachen, welche vom Val da Lufts nach Osten in Richtung Hinterrhein abfällt. Bei Valletta Bella beträgt der vertikale Einschnitt rund 20 m. Zu einer weiteren Rinne entlang des Vorderrheins zählen die in die Bonaduz-Formation eingeschnittenen Terrassen von Campagna und Afreschis, welche auf 620 m ü.M. liegen. Dieser Rinne folgte der Vorderrhein im weiteren Verlauf der Entstehung der Ruinaulta.

Ein viel deutlicherer Puls der Seeentleerung zeigt sich auf der kieferbewachsenen Schwemmebene von Ransun (Fig. 41a), auf welcher zahlreiche ehemalige Bachläufe auszumachen sind (Fig. 41b). Diese Ebene fällt gegen Osten von 780 auf 770 m ü.M. ab und wird von einer ungefähr 10 m mächtigen Blocklage aus Kalkgeröllen und -blöcken unterlagert (Fig. 42a). Diese Ablagerungen werden als Trümmerstrom (debris flow) gedeutet. Erwähnenswert ist, dass die Komponenten ausschliesslich aus Kalk bestehen, während Kristallingesteine komplett fehlen. Diese einseitige Zusammensetzung kann damit erklärt werden, dass beim ersten Ausbruch des Ilanzersees nur Wasser abfloss, welches eine Schneise in den hier rein kalkigen Teil der Bergsturzmasse schlug. Südlich des Vorderrheins setzt sich die Schwemmebene von Ransun bei Zault fort und sinkt von hier gegen Osten von 760 m ü.M. auf 700 m ü.M. bei Ziavi ab. Fluviatile Ablagerungen mit Kies- und Sandlagen, die etwas ruhigere Bedingungen anzeigen, sind in einer Runse am Westende von Zault (Koord. 2745 630/1186 150) auf einer Höhe von 760 m ü.M. aufgeschlossen (Fig. 42b). Auch hier sind ausschliesslich Kalkkomponenten anzutreffen. Nördlich und südlich von Ziavi sind wiederum einzelne ehemalige Bach- beziehungsweise Flussläufe auszumachen. Die Sedimentfrachten ergossen sich gegen Osten auf die Bonaduz-Formation am Westrand des Dorfs Bonaduz und beidseits vom Bot Ars nahe der Bahnlinie. Wie in Figur 40 ersichtlich ist, gehören auch die Terrassen von Val Davos, Dabi und Plaun dils Stiarls zur Schwemmebene von Ransun. Sie setzen sich nach Osten in Mittler Crestis, Quadera–Rossboda unterhalb Tamins und Tuleu–Pradamal–Barnaus bei Domat/Ems fort. Die mittlere Neigung der Schwemmebene beträgt 1,6°. Figur 43 zeigt die Ablagerungen eines Trümmerstroms von Plaun dils Stiarls auf der Ostseite der Burgstelle Wackenau.

Auch hier stellt man ein rein kalkiges Spektrum an gerundeten und teilweise eckigen Komponenten fest, welches auf die Bergsturzmasse von Flims als Liefergebiet hinweist.

Auf einem tieferen Niveau liegen die Schotterterrassen bei Pkt. 687 m über der Isla Bella, Bullis (634 m ü.M.), Under Planezzis (630 m ü.M.), Under Crestis (615 m ü.M.) und Lavaus bei Reichenau (595 m ü.M.), was einer mittleren Neigung von 1,6° entspricht. Diese Schottervorkommen enthalten zudem Kristallingerölle. Offenbar war der Ilanzersee zum Zeitpunkt der Ablagerung dieses Schotters weitgehend entleert. Mit dem Restwasser gelangten nun neben Trümmern des Bergsturzes auch Kristallingerölle der Deltaablagerungen, die der Glenner und der Vorderrhein in den Ilanzersee geschüttet hatten, an den Ausgang der Ruinaulta.

Ein noch tiefer liegendes Terrassensystem erstreckt sich vom Westrand des Kartengebiets über Isla Casti (640 m ü.M.), Isla Bella (635 m ü.M.), Isla Davos (625 m ü.M.), Bullistelli (600 m ü.M.) nach Vasorta (595 m ü.M.) und weist ein Gefälle von 0,4° auf.

Der Vergleich der drei Terrassensysteme zeigt, dass das Gefälle der Schwemmebenen mit der Zeit abnahm, was auf eine Verlangsamung der Tiefenerosion andeutet.

Bei der Lokalität Chrummwag (Koord. 2743 700/1185 700) fliesst der Vorderrhein in einem nach Norden ausgebuchteten Mäander. Etwa 40 m über dem Flussbett zeigt ein mit Blockschutt verfülltes Paläotal den alten West-Ost-gerichteten Lauf des Vorderrheins an (Fig. 56a). Möglicherweise hat ein Niederbruch des südlichen Paläotalhangs den Vorderrhein zu einem Umweg nach Norden gezwungen und der Rhein tiefte sich anschliessend entlang dieses Umwegs weiter ein.

Im Innern der Ruinaulta finden sich an diversen Stellen aufgereihte Reste alter Talböden 10–20 m über dem heutigen Vorderrhein (Fig. 56b). Im Komponentenspektrum sind hier verbreitet Kristallingerölle zu erkennen. Möglicherweise war der Ilanzersee zum Zeitpunkt der Bildung dieser Talböden bereits entleert und die Schottervorkommen zeigen lediglich eine allmähliche Tieferlegung des Flussbetts an. Eine Analyse dieser Vorkommen entlang der gesamten Ruinaulta offenbarte jedoch, dass mehrere Talbodensysteme vorliegen, welche sich in der Höhenlage nur unwesentlich voneinander unterscheiden (CANDRIAN 2011). Dies spricht für eine episodische Tieferlegung des Flussbetts auch in jüngerer Zeit.

In und östlich der Bresche von Reichenau vermischen sich vermutlich die Klastika, die durch den vom Flimser Bergsturz verursachten Durchbruch geschüttet wurden mit jenen, welche durch die Entleerung des Ilanzersees abgelagert wurden. Bei der Planierung des Industrieareals Tuleu wurden im östlichen Teil der Bresche von Reichenau die obersten rund 5 m des Talbodens abgetragen. Zutage kamen in ungefähr 2 m Tiefe eine durchgehende Lage von Bergsturztrümmern (Fig. 54a). Dies weist darauf hin, dass der Ostrand der Bergsturzmasse von Tamins im Untergrund von Tuleu–Vial über das Areal der EMS-Chemie bis zum Tuma Lunga verläuft und lediglich von einer dünnen Schicht von Klastika überlagert ist.



Fig. 56: Alte Talböden in der Ruinaulta. a) Ein verfülltes Paläotal zeigt einen alten Talverlauf bei Chrummwag. Foto R. Wyss. b) Der Verlauf des ehemaligen Talbodens wird durch am Hang klebende Schotterreste angezeigt. Foto O. A. Pfiffner.



Fig. 57: Blocklagen am Rhein. a) Chaotische Blocklage gegenüber Barnaus nördlich von Domat/Ems (Koord. 2752 750/1189 500). b) Verkittete polymikte Brekzie bei Äuli südwestlich von Felsberg (Koord. 2754 600/1189 730). Fotos O. A. Pfiffner.

Diese Klastika bestehen aus verkittetem Kies mit Steinen (Fig. 54b) und aus Kies und Sand. Eine eindeutige Zuordnung zum Durchbruchsereignis oder der Entleerung des Ilanzersees (Schwemmebene von Ransun) ist nicht möglich. Die Dominanz der kalkigen Gerölle spricht aber eher für eine Ablagerung im Zusammenhang mit der Entleerung des Ilanzersees.

Rheinabwärts von Tuleu ist beidseits des Rheins eine Blocklage auf 600 m ü.M. vorhanden, welche ziemlich chaotisch aufgebaut ist. Die Zusammensetzung variiert stark. Lokal sind eckige, kantengerundete und gerundete Kalkblöcke von bis zu 1 m Durchmesser zu beobachten (Fig. 57a), und immer wieder kommen auch Einschaltungen von verkitteter Brekzie vor (Fig. 57b). Geschichteter Grobkies mit Geröllen ist in Baugruben in Domat/Ems angetroffen worden. All diese Klastika stehen in Zusammenhang mit dem Ausbruch des Ilanzersees, wobei der beachtliche Anteil an Kalkblöcken für eine Korrelation mit der Schwemmebene von Ransun, also einer frühen Ausbruchsphase spricht.

TEKTONIK

Der Vorderrhein und der ab Reichenau vereinigte Rhein bilden über weite Strecken eine natürliche Grenze zwischen dem Helvetikum und dem Penninikum (vgl. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»), wobei der eigentliche Kontakt nirgends aufgeschlossen ist. Da einerseits der tektonische Bau und anderseits der Deformationsstil und die strukturelle Entwicklung deutlich verschieden sind, werden die tektonischen Einheiten des Helvetikums und des Penninikums separat beschrieben. Vom Helvetikum ist im Gebiet von Atlasblatt Reichenau mehrheitlich das Unterhelvetikum aufgeschlossen. Das Oberhelvetikum ist mit dem Glarner Deckenkomplex unmittelbar nördlich des Gebiets von Atlasblatt Reichenau (Atlasblatt Vättis) und mit dem Piora-Peiden-Schuppenkomplex in der südwestlichen Kartengebietsecke vertreten. Südlich des Rheins treten mit den aus «Bündnerschiefer» bestehenden Grava- und Tomül-Decken Einheiten des Unterpenninikums auf.

Unterhelvetikum

Das Unterhelvetikum umfasst alle tektonischen Einheiten im Liegenden der Glarner Hauptüberschiebung. PFIFFNER (1977) führte dafür die Bezeichnung Infrahelvetikum ein, ein Begriff der 2018 von der Landesgeologie im Zuge der Harmonisierung der Deckennamen durch Unterhelvetikum ersetzt wurde (GOUFFON 2024, SWISSTOPO 2024). Im Gebiet von Atlasblatt Reichenau können im Unterhelvetikum mehrere Einheiten unterschieden werden. Es handelt sich dabei vollumfänglich um die in Schuppen zerlegte, dachziegelartig übereinander liegende autochthone bis allochthone Sedimentbedeckung des südöstlichen Aar-Massivs (Taf. I, Profile 1–4). Diese lassen sich im Kartengebiet von unten nach oben wie folgt gliedern: Kaminspitz-Schuppe, Orglen-Schuppen, Calanda-Schuppe, Miruttа-Schuppen, Tschep- und Maliens-Schuppe.

Aar-Massiv

Kaminspitz-Schuppe

Diese Schuppe, benannt nach einem Berggipfel im Norden des Calanda-Massivs westsüdwestlich von Landquart – auf der aktuellen topographischen Karte als Chemispitz bezeichnet – besteht aus einer Normalserie von spätjurassischen und kretazischen Sedimentgesteinen. Im Norden ist sie auf die autochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs – aufgeschlossen im Fenster von Vättis – überschoben. In der Umgebung von Schavuna am Nordrand des Kartengebiets (Koord.

2751310/1193860) besteht die Kaminspitz-Schuppe aus einer schlecht aufgeschlossenen Normalserie mit «Unterem Quintner Kalk», «Mergelband» und «Oberem Quintner Kalk». Ihre strukturelle Lage ist in den Profilen 1 und 2 (Taf. I) ersichtlich.

Orglen-Schuppen

Die Orglen-Schuppen sind nach den Orglen benannt, einem auffallenden, an Orgelpfeifen erinnernden Ausläufer des Grats, der sich vom Ringelspitz nach Osten über die Panärahörner erstreckt. An den Orglen lassen sie sich in eine Untere und eine Obere Orglen-Schuppe gliedern und bestehen aus einem dünnen Band von «Quintner Kalk» und Tros-Kalk, welches von kretazischen Sedimentgesteinen überlagert wird. Sie werden als überfahrene Front der Calanda-Schuppe interpretiert. Im Kartengebiet sind die Orglen-Schuppen nördlich der Hinteralp nur schlecht aufgeschlossen und bestehen praktisch ausschliesslich aus «Oberem Quintner Kalk». Während die Obere Orglen-Schuppe gegen Süden schon nach kurzer Distanz an der Calanda-Überschiebung tektonisch auskeilt, lässt sich die Untere Orglen-Schuppe vom Schreustobel bis nach Oberkunkels verfolgen, wo sie – von quartären Lockergesteinen überdeckt – von der östlichen Kunkelspass-Querstörung abgeschnitten wird.

Calanda-Schuppe

Die Calanda-Schuppe besteht aus einer tendenziell einfach gebauten Normalserie aus spätjurassischen und kretazischen Kalkabfolgen (Taf. I, Profile 1–4). Aufgeschlossen ist sie in den Hängen beidseits von Oberkunkels. Im Osten, das heisst im Nordwesthang des Taminser Calanda, ist der «Untere Quintner Kalk» der Calanda-Schuppe auf den «Oberen Quintner Kalk» der Kaminspitz-Schuppe aufgeschoben; im Westen, in der Region Hinteralp, verläuft die Überschiebung innerhalb des «Oberen Quintner Kalks» und erst in der Südostflanke des Chrummhorns (Atlasblatt Vättis, Koord. 2747900/1195250) nördlich des Kartengebiets tritt sie deutlich in Erscheinung: Hier liegt der «Obere Quintner Kalk» der Calanda-Schuppe auf den kretazischen Sedimentgesteinen der Orglen-Schuppen. Nördlich von Bargis in der nordöstlichen Kartengebietsecke sind zusätzlich zu den spätjurassischen auch die kretazischen Anteile der Calanda-Schuppe aufgeschlossen (Taf. I, Profil 1).

Mirutta-Schuppen

Die Mirutta-Schuppen sind im westlichen Kartengebiet besonders prägnant aufgeschlossen. Am namengebenden Piz Mirutta sowie in den West- und Ostflanken des Tschep Sura sind kretazische Sedimentgesteine aufgeschlossen, während weiter südlich mit dem «Oberen Quintner Kalk» und dem Tros-Kalk der spätjuras-

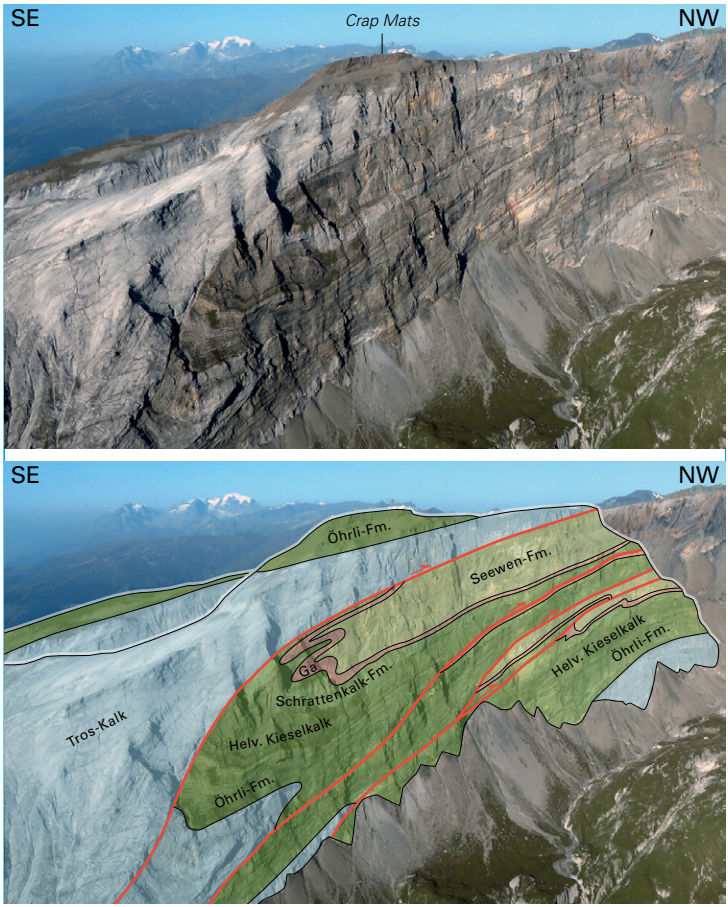


Fig. 58: Die Mirutta-Schuppen in der Nordostwand des Crap Mats. Foto O. A. Pfiffner.

sische Anteil vertreten ist (Taf. I, Profil 1). Im Nordwesthang des Taminser Calanda kann lediglich eine dünne Linse mit spätjurassischem Kalk als Äquivalent der Mirutta-Schuppen angesehen werden (Taf. I, Profil 3). In der Nordostwand des Crap Mats liegen bis zu vier grösstenteils aus kretazischen Sedimentgesteinen bestehende Pakete übereinander (Fig. 58), weshalb die Einheit als Mirutta-Schuppen bezeichnet wird. Die spektakuläre Wand wurde bereits von BLUMENTHAL (1911)

und OBERHOLZER (1933) gezeichnet und ist eines der Kernstücke des UNESCO-Welterbes der Tektonikarena Sardona. Besonders hervorzuheben sind die isoklinalen Falten in der obersten Schuppe am Kontakt zur Tschep-Schuppe im Hangenden (Fig. 50b, s.a. Titelbild des Umschlags).

Tschep-Schuppe

Die Tschep-Schuppe besteht aus einem knapp 2 km mächtigen, in Falten gelegten Paket aus permokarbonischen Vulkaniten und Vulkanoklastika sowie triassischen bis kretazischen Sedimentgesteinen (Taf. I, Profile 1–4). Ein grossräumiges Antiklinal/Synklinal-Paar – verbunden über einen Verkehrtschenkel – ist insbesondere am Südabhang des Aar-Massivs zwischen Trin und Felsberg deutlich zu erkennen (Taf. I, Profile 2 u. 3). Die Antiklinale (Tschengels-Antiklinale) manifestiert sich in der Umbiegung des Dolomits der Röti-Formation zwischen Tschengels oberhalb von Domat/Ems (Koord. 2752 000/1190 200) und im Gebiet des Monhämmerli nordwestlich von Tamins (Koord. 2748 690/1189 060). Im Kern der Tschengels-Antiklinale sind im Stollen der Oleodotto del Reno SA im Liegenden der Plattenzüg-Formation die Sedimentgesteine der Bifertengrätli-Formation angefahren worden. Die Tschengels-Antiklinale setzt sich gegen Norden in den jüngeren, spätjurassischen Schichtfolgen fort und verfaltet im Gebiet des Taminser und Felsberger Calanda die Untergrenze des Tros-Kalks (Taf. I, Profile 3 u. 4). Gegen Westen ist die nördliche Fortsetzung der Tschengels-Antiklinale der Erosion zum Opfer gefallen. Sowohl gegen Osten als auch gegen Westen taucht die Tschengels-Antiklinale ab.

Ein weiteres Antiklinal/Synklinal-Paar schliesst im Süden an. Im Kern der südlichen Antiklinalen (Wackenau-Antiklinale) sind am Vorderrhein bei der Mündung des Maliensbachs (Val Maliens, Koord. 2747 750/1187 650) Spilit und Tuffit der Plattenzüg-Formation aufgeschlossen. Der Verkehrtschenkel dieses Faltenpaars ist nur im untersten Teil des Hangs aufgeschlossen. Es ist wahrscheinlich, dass die Maliens-Überschiebung aus diesem Verkehrtschenkel hervorgegangen sein dürfte. Bei Malabiel westlich von Chur ist die Wackenau-Antiklinale durch den steilstehenden bis verkehrtliegenden «Unteren Quintner Kalk» angedeutet (Taf. I, Profil 4).

Die Tschep-Überschiebung manifestiert sich dadurch, dass der «Untere Quintner Kalk» der Tschep-Schuppe auf den «Oberen Quintner Kalk» der Miruttа-Schuppen überschoben wurde. Der Überschiebungsbetrag ist schwierig abzuschätzen, da die Schichten im Liegenden und im Hangenden grundsätzlich intensiv deformiert sind und zudem auch nicht davon ausgegangen werden kann, dass dieser für alle Einheiten identisch sein dürfte (PFIFFNER 1985). Für das «Mergelband» beispielsweise beträgt der Versatz zwischen 600 und 1500 m, für den Dolomit der Röti-Formation 500 bis 800 m.

Maliens-Schuppe

Die Maliens-Schuppe manifestiert sich im Kartenbild als isolierte Klippe im Hang nördlich von Trin (Taf. I, Profil 2). Sie wird als abgescherter Verkehrtschenkel der strukturell höchsten Antiklinale (Wackenau-Antiklinale) der Tschep-Schuppe interpretiert und umfasst mittel- bis spätjurassische Sedimentgesteine (Bommerstein- bis unterste Anteile der Quinten-Formation). Die Schichtgrenzen fallen nahe der Maliens-Überschiebung nach Norden ein, ansonsten ist ein generelles Südfallen zu beobachten. Während der Verlauf der Maliens-Überschiebung gegen Süden anhand der auf dem «Unteren Quintner Kalk» liegenden mitteljurassischen Sedimentgesteine gut festgelegt werden kann, gestaltet sich die Kartierung des Ausbisses der Überschiebung im nördlichen, oberen Teil des Hangs als schwierig, da hier der «Untere Quintner Kalk» auf lithologisch vergleichbarem Kalk des «Oberen Quintner Kalks» liegt. Die Überschiebung steigt im Hangenden als Rampe von den mitteljurassischen Sedimentgesteinen in den «Unteren Quintner Kalk» an. Die entsprechende Rampe im Liegenden befindet sich unterhalb Maliens Sut. Die Rampe im Hangenden über der ausgeglätteten Überschiebungsfläche dürfte für das nördliche Einfallen der Schichten innerhalb der Maliens-Schuppe verantwortlich sein. Der Überschiebungsbetrag kann mit ungefähr 500 m angegeben werden. Er nimmt gegen Süden ab, da innerhalb der triassischen Sedimentgesteine die Deformation durch Faltung erfolgte.

Querstörungen

Ein erwähnenswertes Element im tektonischen Bau des Unterhelvetikums stellen die Querstörungen dar, welche zeitgleich mit den Überschiebungen aktiv gewesen sein dürften und eine unabhängige Deformation auf beiden Seiten der Querstörungen ermöglichten. Dadurch ergeben sich heute abrupte Wechsel im internen Schuppenbau entlang des alpinen Streichens.

Die Nord-Süd-streichende transpressive Kunkelspass-Querstörung besteht aus zwei Teilstörungen: aus einer subvertikalen Störung im Osten und einer nach Osten einfallenden Aufschiebung im Westen (Fig. 59). Der weitere Verlauf der Querstörung gegen Süden verliert sich unter der Bergsturzmasse von Tamins. Im Norden lassen sich die Abfolgen des «Quintner Kalks» und des «Mergelbands» in der Nordwestflanke des Taminser Calanda nicht direkt mit den entsprechenden Abfolgen auf der Westseite der Querstörung verbinden. Aus diesem Grund ist eine nördliche Fortsetzung der Querstörung bis Oberkunkels wahrscheinlich. Der unterschiedliche Bau beidseits der Querstörung deutet an, dass die Querstörung bereits während der Anlage der Tschep-Schuppe, der Mirutta-Schuppen und der Calanda-Schuppe aktiv gewesen sei dürfte. Für die nächsttiefere Einheit, die Kaminspitz-Schuppe, welche nördlich Oberkunkels gerade noch am nördlichen Kartengebietsrand angeschnitten wird, fehlt aber ein nachweisbarer Versatz. Im nördlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Vättis weist die Geometrie des

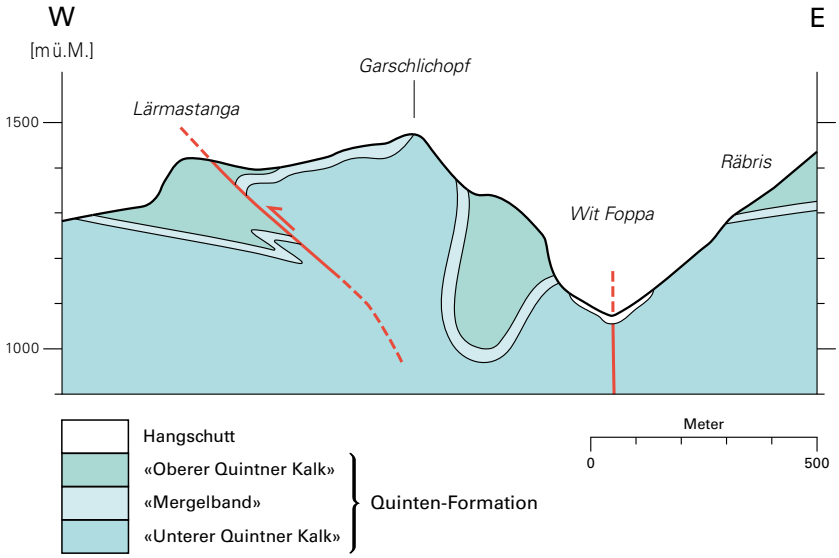


Fig. 59: West-Ost-Profilschnitt durch die Kunkelspass-Querstörung.

Kristallinaufbruchs im Fenster von Vättis keinen entsprechenden Versatz auf. Offenbar war die Querstörung nur in den oberen Stockwerken aktiv.

Eine zweite Querstörung, die Bargis-Querstörung, befindet sich in der nordwestlichen Kartengebietsecke. Sie versetzt die Tschep- und die Mirutta-Überschiebung und manifestiert sich gleichzeitig durch einen Wechsel im Schuppenbau beidseits der Störung.

Kontakt Unterhelvetikum–Oberhelvetikum/Penninikum

Die Kontakte zwischen dem Unterhelvetikum und dem Oberhelvetikum (helvetische Basalüberschiebung) beziehungsweise dem Penninikum (penninische Basalüberschiebung) sind im Kartengebiet nirgends aufgeschlossen. Durch Extrapolation der Kontakte vom Fläscherberg im Norden und von Ilanz im Westen lässt sich ihr Verlauf jedoch problemlos unter der Quartärfüllung des Vorderrhein- und Rheintals vermuten. Das Oberhelvetikum dünnt vom Fläscherberg gegen Süden und vom Crap Sogn Gion im Gebiet Laax–Falera–Flims gegen Osten aus, so dass sich die penninische Basalüberschiebung im Gebiet von Atlasblatt Reichenau nahe an die helvetische Basalüberschiebung, hier im Osten mit der

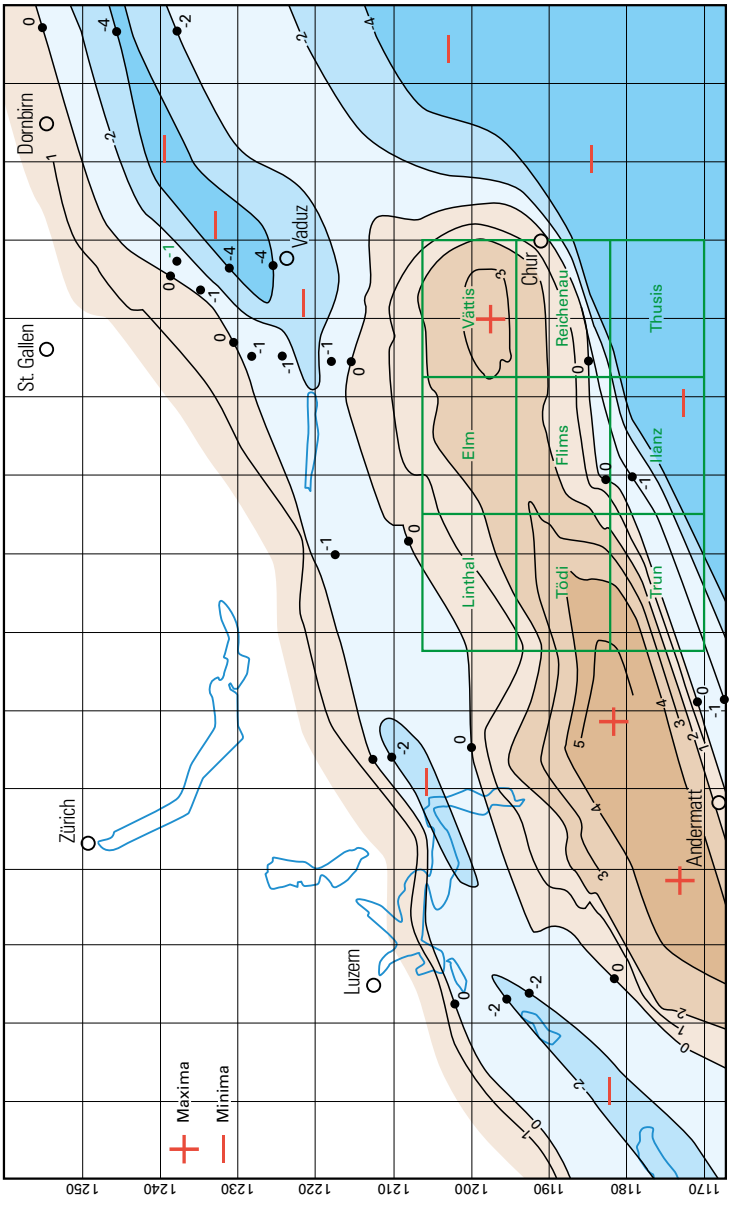


Fig. 60: Isohypsendarstellung der Basalüberschiebung der oberhelvetischen Decken. Für die Gebiete der Atlasblätter Reichenau und Flims und deren weiteren Umgebung entspricht die helvetische Basalüberschiebung der Glarner Hauptüberschiebung (grüne Rechtecke: Einteilung der Landeskarten 1:25000).

Glarner Hauptüberschiebung gleichzusetzen, anschmiegt beziehungsweise von ihr abgeschnitten wird. Letztere weist, wie die Isohypsendarstellung in Figur 60 veranschaulicht, die Form eines nach Osten abtauchenden Halbdoms auf, wobei die Kulmination dieses Halbdoms genau über der Aufwölbung der Kristallinoberfläche des Aar-Massivs liegt, was durch seismische Daten des NFP20 belegt ist (PFIFFNER et al. 1997, PFIFFNER 2015, Abb. 5.4-1). Es ist davon auszugehen, dass diese domförmige Kulmination der Glarner Hauptüberschiebung durch die Aufwölbung des Aar-Massivs hervorgerufen wurde. Dasselbe gilt für die penninische Basalüberschiebung, die älter als die Glarner Hauptüberschiebung ist und daher diese Domform ebenfalls abbildet.

Oberhelvetikum

Piora-Peiden-Schuppenkomplex

Der oberhelvetische Piora-Peiden-Schuppenkomplex lässt sich im Liegenden der unterpenninischen Grava-Decke von Brün in der südwestlichen Kartengebietsecke bis nach Sigl Ault östlich des Versamer Tobels verfolgen, wo er gegen Nordosten von der Bergsturzmasse von Flims überdeckt wird. Die Abgrenzung im Liegenden wird von der Sackungsmasse von Zalfeis und der Bergsturzmasse von Flims überlagert. Die Grenze zur hangenden Grava-Decke wird durch Reste von lokal auftretendem triassischem Serizitphyllit und tektonisierten kalkig-tonigen Metasedimentgesteinen («Bündnerschiefer») markiert.

Da im Kartengebiet die Schuppen trennenden Züge triassischer Metasedimentgesteine innerhalb des Piora-Peiden-Schuppenkomplexes vollständig fehlen, kann die interne Gliederung des Schuppenkomplexes nur sehr vage und mit entsprechend grossen Unsicherheiten vollzogen werden; sie folgt weitestgehend der Interpretation von JUNG (1963).

Im Gebiet von Atlasblatt Ilanz (ETTER et al. 2010) stellt die Pianca-Schuppe eine durchziehende Einheit dar. Die liegende Forca-Schuppe dagegen keilt im Val Salischeida (bei Koord. 2731 000/1171 150) aus. An ihre Stelle tritt die Giera-Schuppe, die sich nach Nordosten fortsetzt und die Gesteine des Piora-Peiden-Schuppenkomplexes im Versamer Tobel aufbaut (JUNG 1963). Die hangende, im Kartengebiet nur noch geringmächtige Pianca-Schuppe keilt gemäss JUNG (1963) unmittelbar nordöstlich von Brün in den Felswänden des Brüner Steins aus.

Faziell gesehen nimmt die Giera-Schuppe eine Zwischenstellung zwischen der Scopi-Decke und der Pianca-Schuppe ein. Letztere ist ebenfalls mehrheitlich normal gelagert, das heisst die Stgir-Formation wird von der Inferno-Formation überlagert. Im Bereich zwischen der auskeilenden Forca-Schuppe und der einsetzenden Giera-Schuppe ist die Pianca-Schuppe von einem basalen Triaszug begleitet, welcher als «Triaszug von Peiden» bezeichnet wird (JUNG 1963).

Unterpenninikum

Grava-Decke

Die Grava-Decke ist die tiefste penninische Decke. Sie kann im Gebiet von Atlasblatt Ilanz (ETTER et al. 2010) über das Scharnier der Lunschania-Antiform mit den «Lugnezer Schiefern» (VOLL 1976), die von NABHOLZ (1945) noch als eigenständige tektonische Einheit aufgefasst wurden, und den «Sosto-Schiefern» (JENNY et al. 1923) der südwestlichen «Grava-Serie» verbunden werden. Diese Ansicht wurde von PROBST (1980) und STEINMANN (1994), welche die Einheiten zusammenfassten und als Grava-Decke bezeichneten, bestätigt. Der nördliche, frontale Bereich der Grava-Decke wird von Grossfalten mit Amplituden von mehreren Kilometern geprägt. Dies sind die Lunschania-Antiform (VOLL 1976, PROBST 1980) und die nördlich anschliessende Valzeina-Synform (WEH & FROITZHEIM 2001). Deren Achsenebenenspur kann von Olivone im Südwesten bis ins Prättigauer Halbfenster im Nordosten auf einer Länge von über 80 km verfolgt werden (STEINMANN 1994, WEH & FROITZHEIM 2001, WIEDERKEHR et al. 2008).

Die Lunschania-Antiform lässt sich innerhalb der Grava-Decke vom südlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Thusis her unschwer in nordöstlicher Richtung bis in die Gegend von Culms Bels südlich von Domat/Ems verfolgen. Weiter gegen Osten finden sich Strukturelemente der Lunschania-Antiform auch in der Tomül-Decke, in welcher aber zusätzlich zunehmend markanter werdende Faltenstrukturen der älteren Niemet-Beverin-Phase auftreten. Die Unterscheidung dieser Strukturen ist nicht immer eindeutig.

Die nördlich der Lunschania-Antiform gelegene Valzeina-Synform ist im Kartengebiet nur noch reliktisch kartierbar und ist zwischen Versam und Rhäzüns grösstenteils von der Bergsturzmasse von Flims und der Sackungsmasse von Salums überdeckt. Strukturell können im Normalfall nur der Südschenkel der Lunschania-Antiform und der Nordschenkel der nördlich anschliessenden Valzeina-Synform nachgewiesen werden. Der überkippte Nordschenkel der Lunschania-Antiform ist stark ausgedünnt und zerschert, so dass aufgrund der komplexen Strukturen eine scharfe Abgrenzung zwischen der Syn- und der Antiform nicht möglich ist (STEINMANN 1994). Diese Grossfalten wurden im Zuge spätalpiner post-kollisionaler Deformation angelegt. Dabei wurden die aus der Misox-Zone über der Adula-Decke stammenden unterpenninischen Metasedimentgesteine um den frontalen Teil der Adula-Decke herumgefaltet, so dass sie heutzutage im Val Luzzone im Stirnbereich und im Raum Olivone weiter südwestlich unterhalb derselben zu liegen kommen (PROBST 1980, LÖW 1987, ETTER 1987). Im südwestlich anschliessenden Gebiet der Atlasblätter Thusis, Ilanz, Vals und Greina liegt die Grava-Decke mit tektonischem Kontakt im Norden auf dem Piora-Peiden-Schuppenkomplex und im Süden auf der Piz-Terri-Lunschania-Decke.

Lithologisch sind die Grava- und die Tomül-Decke ähnlich aufgebaut. Die Tomül-Decke besitzt jedoch im südlichen Teil (Atlasblätter Thusis, Andeer, Vals), im Gegensatz zur Grava-Decke, eine gut unterscheidbare und vor allem vollständigere stratigraphische Abfolge. Südlich der Lunschania-Antiform ist die Mächtigkeit der Grava-Decke stark reduziert, so dass eine stratigraphische Gliederung – wie diejenige in der Tomül-Decke – nicht möglich ist. Die stratigraphische Abfolge besteht hauptsächlich aus kretazischen Metasedimentgesteinen, welche die Sedimentfüllung des Wallis-Trogs (Nordpenninisches Becken nach STEINMANN 1994) repräsentieren. Die bei Versam vorkommenden geringmächtigen darunterliegenden spärlichen triassischen Gesteine werden als «basale Schürfzone» (Schuppenzone) beziehungsweise tektonisches Melange interpretiert und geben daher keinerlei Anhaltspunkte zum Alter der stratigraphischen Abfolge der Grava- und der Tomül-Decke (STEINMANN 1994).

Tomül-Decke

Die Tomül-Decke liegt mit tektonischem Kontakt auf der Grava-Decke. Dieser tektonische Kontakt gibt sich südwestlich des Kartengebiets bei guten Aufschlussverhältnissen als Schuppenzone zu erkennen («basale Schürfzone» nach ARNOLD et al. 2007, WYSS & ISLER 2007), die von STEINMANN (1994) als tektonisches Melange interpretiert wurde. Der zwischen dieser Schuppenzone und den kretazischen Metasedimentgesteinen («Bündnerschiefern») eingeschaltete Tomül-Grüngesteinszug kann, von Südwesten herkommend, im Gebiet von Atlasblatt Thusis bis nördlich des Glaspasses verfolgt werden. Weiter gegen Nordosten fehlt dieser Grüngesteinszug vollständig, was die Grenzziehung zwischen der Grava- und der Tomül-Decke erschwert. Die von STEINMANN (1994) postulierte Hypothese, dass die Basisüberschiebung der Tomül-Decke im Gebiet von Atlasblatt Thusis von Süden gegen Norden in immer höhere stratigraphische Niveaus der Grava-Decke ansteigt, konnte nicht bestätigt werden (WYSS & WIEDERKEHR 2017).

Ob die Metasedimentgesteine der Tomül-Decke auf ausgedünnter europäischer Kruste (Wallis-Trog; PROBST 1980, PFIFFNER 2015) oder auf neu gebildeter ozeanischer Kruste beziehungsweise freigelegtem Mantel (Wallis-Ozean; FLORINETH & FROITZHEIM 1994, STEINMANN 1994, SCHMID et al. 2004) abgelagert wurden, ist umstritten. Nach der Interpretation von PFIFFNER (2015, 2016) stellt der Wallis-Trog den ausgedünnten distalen europäischen Kontinentalrand mit kleineren ozeanischen Teilbecken (Pull-apart-Becken) dar. Diese Interpretation würde die heutigen lokal meist geringmächtigen Vorkommen von basischen und ultrabasischen Gesteinen erklären.

Die Tomül-Decke weist im Süden grosse lithologische Ähnlichkeiten mit der Grava-Decke auf und wird als ursprünglich südliche Fortsetzung der Grava-Decke angesehen. Sie umfasst neben Ton- und Kalkglimmerschiefer («Bündnerschiefer») zusätzlich noch die dominant terrigen-klastische Sedimentabfolge der Stätzerhorn-Gruppe (als «Flysch» in den früheren Arbeiten bezeichnet).



Fig. 61: Isoklinalfalten der Niemet-Beverin-Phase im Nolla-Kalkschiefer am Tgom'Aulta (Koord. 2755 220/1185 040). Die Achsenebene einer Niemet-Beverin-Falte (blaue Linie) wird von relativ offenen Lunschania-Falten verbogen. Foto R.Wyss.

Die Geometrie der Tomül-Decke wird im südöstlichen Kartengebiet von der nach Norden schliessenden liegenden Grossfalte des Stätzerhorns dominiert, die durch die Umbiegung des Nolla-Kalkschiefers und der Carnusa-Formation angezeigt wird. Der untere Schenkel dieser Grossfalte ist stratigraphisch normal-, der obere (aufgeschlossen am Grat Pkt. 2190 m–Fulbergegg–Fulhorn) verkehrtliegend. Das Scharnier der Grossfalte wurde durch die Analyse der Vergenz von Kleinfalten im Untersuchungsgebiet auskartiert. Die Achsenfläche verläuft von der Umbiegung in der Carnusa-Formation in nördlicher Richtung bis Tgom'Aulta (Taf. I, Profil 3). Die Niemet-Beverin-Parasitärfalten werden dabei zunehmend durch Strukturelemente der Lunschania-Antiform überprägt (Fig. 61, 62).

Die Falte am Stätzerhorn stellt die nördliche Fortsetzung der Niemet-Beverin-Falte dar, welche im Süden den Schams-Deckenkomplex und die Front der Suretta-Decke verfaltet (MILNES & SCHMUTZ 1978, SCHMID et al. 1990, SCHREURS



Fig. 62: Isoklinale Niemet-Beverin-Falte in der Carnusa-Formation in der Westflanke von Fulbergegg/Fulhorn (Koord. 2756 400/1182 415). Die Achsenebene (blaue Linie) wird durch eine offene Lunschania-Falte verbogen. Foto R. Wyss.

1991, 1993, STEINMANN 1994). Nördlich des Stätzerhorns, im Gebiet von Atlasblatt Reichenau, wird die Niemet-Beverin-Falte durch die Lunschania-Antiform zunehmend überprägt (STEINMANN 1994, WEH 1998), wobei vor allem die im Meter bis Dekameterbereich auftretenden Sekundärfalten des Südschenkels markant in Erscheinung treten. Die nördlich davon postulierte Valzeina-Synform kann nicht klar identifiziert werden.

Nördlich der Linie Feldis–Tgom'Aulta–Hühnerköpfe tritt gelegentlich eine weitständige, steilstehende Runzelschieferung auf (Fig. 63). Die Zuordnung zu einer Deformationsphase ist nicht einfach. PFIFFNER (1977) ordnete die steil nach Norden einfallende Runzelschieferung der Urtgicla-Phase zu. Ähnlich steil kann aber auch die Runzelschieferung der Domleschg-Phase sein. Auf jeden Fall entspricht diese Runzelschieferung einer eher unbedeutenden Überprägung der Hauptschieferung.



Fig. 63: Steilstehende, weitständige Runzelschieferung überprägt die Hauptschieferung im tonig-schiefrigen Sand- und Mergelkalk der Grava-Decke (S_G) unterhalb von Sum Crap (Koord. 2754 000/1187 690). Foto R. Wyss.

METAMORPHOSE

Unterhelvetikum

Der Metamorphosegrad der Gesteine des ostschweizerischen Helvetikums wurde in mehreren Arbeiten untersucht (FREY et al. 1980, GROSHONG et al. 1984, ERDELBROCK 1994, WANG et al. 1996, FREY & FERREIRO MÄHLMANN 1999). Die Untersuchungen berücksichtigten die Tonmineralogie, die Illit-Kristallinität und den Inkohlungsgrad. Die Resultate sind in der Figur 64 zusammengefasst. Der Grad der metamorphen Überprägung nimmt generell von extern nach intern wie auch von strukturell oben nach unten zu. Im Oberhelvetikum schneiden die Linien gleichen Metamorphosegrads die Internstruktur der oberhelvetischen Decken, wie beispielsweise bei der Säntis-Überschiebung. Dasselbe gilt für das Unterhelvetikum. Das Temperaturmaximum wurde somit nach der Deckenstapelung erreicht. An der Glarner Hauptüberschiebung sind diese Linien jedoch versetzt, so dass heute grünschieferfazielle Gesteine auf solchen der Anchizone liegen (deutlich sichtbar nordwestlich des Kristallinfensters von Vättis). Das heisst, dass nach dem Temperaturmaximum noch ein weiterer Transport in der Grössenordnung von 5–10 km entlang der Glarner Hauptüberschiebung stattgefunden haben muss.

Als metamorphe Neubildung ist Chloritoid zu erwähnen. Das Vorkommen von Chloritoid ist auf den schiefrigen Tonstein beziehungsweise Tonschiefer der Quarten-Formation beschränkt. Die Chloritoidprismen wuchsen quer über die Schieferung der Calanda-Phase und beeinflussten anschliessend die Bildung der Runzelschieferung der Ruchi-Phase (Fig. 65). Sie sind somit eindeutig nach der Calanda- und vor der Ruchi-Phase gewachsen, was sich mit den eingangs erwähnten Beobachtungen betreffend der regionalen Verteilung des Metamorphosegrads deckt. Das erstmalige Auftreten von Chloritoid in tonigen Metasedimentgesteinen weist auf eine metamorphe Überprägung bei Bedingungen der unteren Grünschieferfazies hin, das heisst bei ungefähr 0,4–0,6 GPa und 300–350 °C (OBERHÄNSLI et al. 2004).

Oberhelvetikum und Unterpenninikum

Detaillierte petrologische, strukturelle und geochemische Untersuchungen ermöglichten die Rekonstruktion der bis anhin nur sehr grob dokumentierten mehrphasigen Metamorphose der «bündnerschieferartigen» Metasedimentgesteine und konnten zudem aufzeigen, dass der oberhelvetische Piora-Peiden-Schuppenkomplex die identische metamorphe Überprägung erfahren hat wie die unterpenninischen Einheiten (WIEDERKEHR et al. 2008, 2011). Die nachfolgende Beschreibung

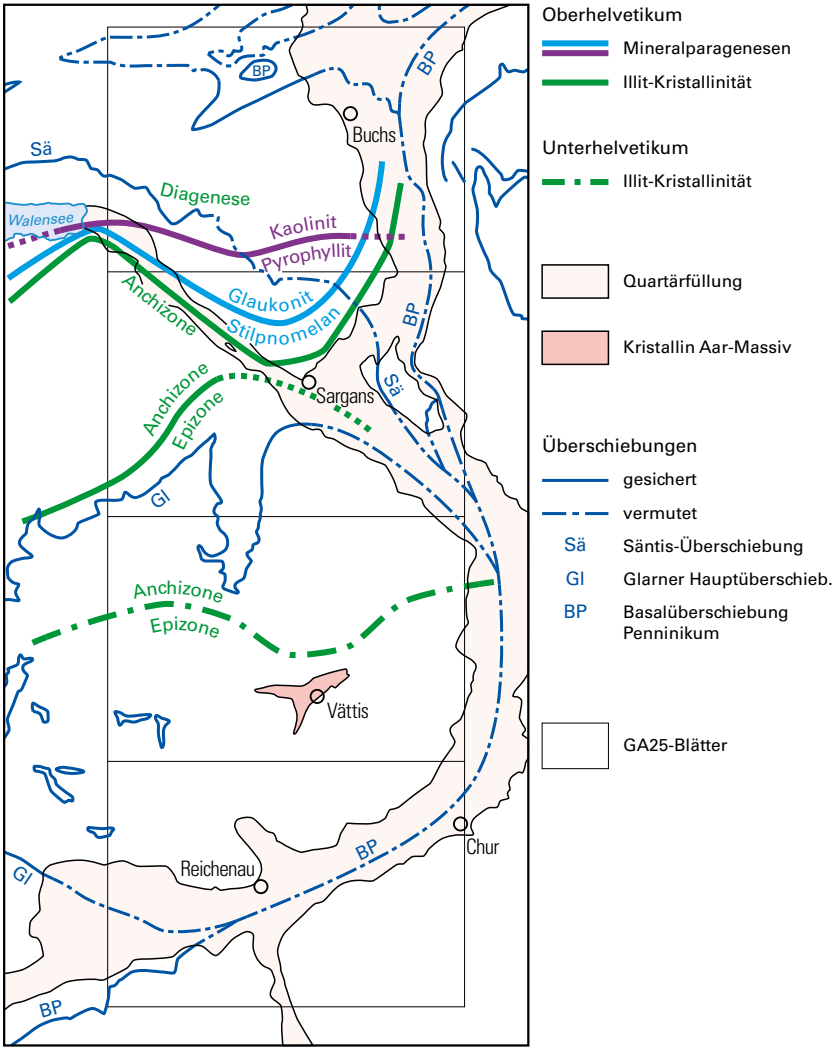


Fig. 64: Metamorphosekarte der Ostschweiz im Gebiet der Atlasblätter Reichenau, Vättis, Sargans und Buchs.

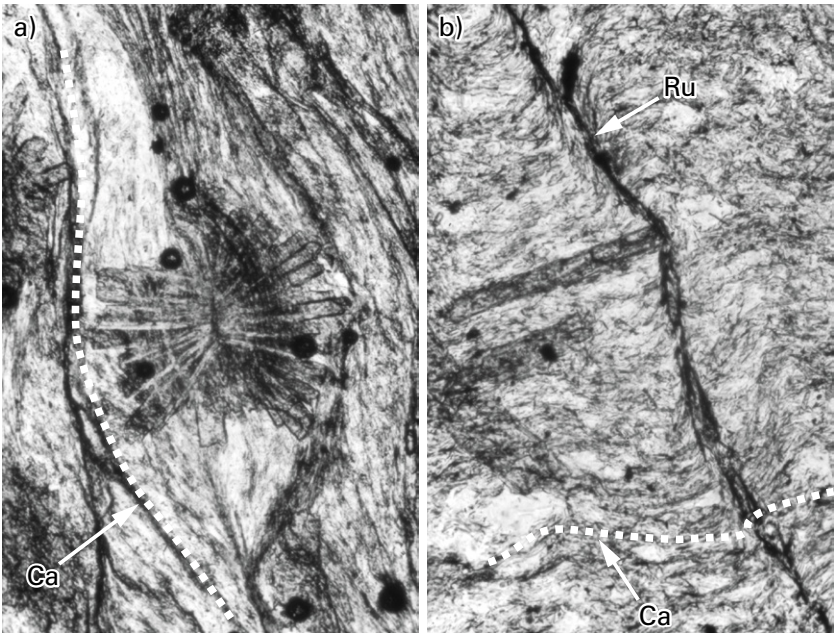


Fig. 65: Chloritoid im Tonschiefer der Quarten-Formation. Lawoitobel nordwestlich von Tamins (Koord. 2748 770/1189 370). a) Quer zur Schieferung der Calanda-Phase (Ca) gewachsene Chloritoidrosette. b) Runzelschieferung der Ruchi-Phase (Ru) fliesst um ein Chloritoidprisma. Fotos O. A. Pfiffner.

der Metamorphose des Penninikums entspricht weitgehend den Erläuterungen zum Atlasblatt Thusis (WYSS & WIEDERKEHR 2017).

Die generellen überregionalen Metamorphosebedingungen sind in den Metamorphosekarten von FREY et al. (1999), OBERHÄNSLI et al. (2004) und BOUSQUET et al. (2012) zusammenfassend dargestellt; detaillierte Informationen und Literaturangaben finden sich in den dazugehörigen Erläuterungen (FREY & FERREIRO MÄHLMANN 1999, ENGI et al. 2004). In BOUSQUET et al. (2008) wird die Metamorphose der Metasedimentgesteine («Bündnerschiefer», «Schistes lustrés») und deren Bedeutung hinsichtlich der Rekonstruktion der geodynamischen Entwicklung der Alpen diskutiert. Detaillierte Angaben zu den Metamorphosebedingungen, teilweise kombiniert mit strukturellen und radiometrischen Untersuchungen, innerhalb des Kartengebiets und der näheren Umgebung finden sich in FERREIRO MÄHLMANN et al. (2002), PETROVA et al. (2002) WIEDERKEHR et al. (2008, 2009,

2011), WIEDERKEHR (2009), MIRON et al. (2013) und RAUCHENSTEIN-MARTINEK (2014).

Die nachfolgenden Ausführungen sind eine Zusammenfassung oben zitierter Arbeiten. Die metamorphe Überprägung der Metasedimentgesteine war aufgrund der monotonen und tendenziell wenig aussagekräftigen Mineralparagenese Muskovit–Paragonit–Chlorit–Quarz–Kalzit±Dolomit±Albit lange Zeit nur ungenügend bekannt (THUM & NABHOLZ 1972, KUPFERSCHMID 1977, STEINMANN 1994, RAHN et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2008). Selten ist Chloritoid zu finden (Tomül-Decke; BOUSQUET et al. 2002, RAHN et al. 2002), wobei dessen Bedeutung für die Metamorphose umstritten ist (grünschiefer- bzw. blauschieferfazielle Genese; s. dazu Diskussionen in OBERHÄNSLI et al. 2003 und WIEDERKEHR 2009). Basierend auf diesen Beobachtungen wurden die Metamorphosebedingungen der Metasedimentgesteine der Grava- und der Tomül-Decke generell der Grünschieferfazies zugeordnet («Chloritoid-Zone», NIGGLI & NIGGLI 1965). Erst mit der Entdeckung von reliktisch erhaltenem Fe-Mg-Karpholith, einem Indexmineral für Hochdruck/Niedertemperatur-Bedingungen in Metasedimentgesteinen (GOFFÉ et al. 1973, THEYE et al. 1992, BOUSQUET et al. 2008), wurden Anzeichen für die Existenz einer frühalpinen, druckbetonten blauschieferfaziellen Überprägung der Grava- und der Tomül-Decke gefunden (GOFFÉ & OBERHÄNSLI 1992, OBERHÄNSLI et al. 1995, BOUSQUET et al. 1998).

Blauschieferfazielle Metamorphose (43–40 Ma)

Relikte der blauschieferfaziellen Mineralparagenese Fe-Mg-Karpholith–Chlorit–Phengit–Quarz±Chloritoid kommen in den Metasedimentgesteinen der Grava- und der Tomül-Decke häufig vor. Sie treten ausschliesslich innerhalb von mehrfach verfalteten Quarz-Kalzitadern auf und nie in der Gesteinsmatrix. Die während der Bearbeitung des Atlasblatts entdeckten Vorkommen wurden auf der Karte mit einem Symbol dargestellt. Die charakteristische, grünlich silbrig glänzende, faserige Erscheinung dieser Adern ist typisch und wird als makroskopische Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith interpretiert (Fig. 66a, b; GOFFÉ & CHOPIN 1986, GOFFÉ et al. 1989, FOURNIER et al. 1991). Innerhalb dieser Adern ist Fe-Mg-Karpholith nur noch als mikroskopische, haarförmige Relikte, eingeschlossen in groben, nicht rekristallisierten Quarz-Altkörnern, erkennbar (Fig. 66c). Quarz, Chlorit und Hellglimmer, (Phengit und Paragonit) bilden häufig nadelförmige Einschlüsse, welche mikroskopische Pseudomorphosen nach Fe-Mg-Karpholith repräsentieren (Fig. 66d). Selten ist auch Chloritoid vorhanden (BOUSQUET et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2008).

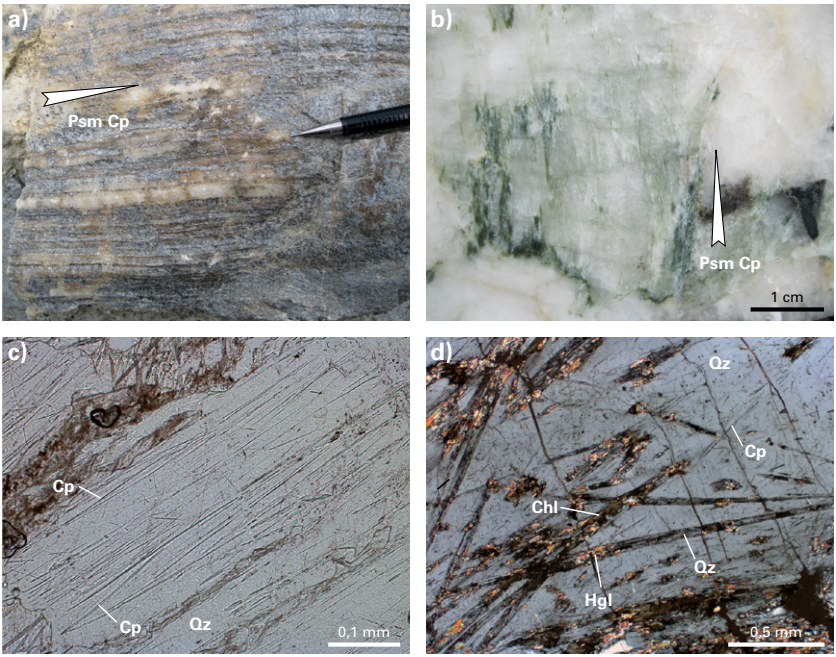


Fig. 66: Relikte der Hochdruck/Niedertemperatur-Metamorphose. a) Makroskopische Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith (Psm Cp mit Pfeilrichtung parallel zu Quarzfasern). b) Grünlich silbrig glänzende makroskopische Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith (Psm Cp) in einer parallel zu den Quarzfasern aufgesägten und polierten Quarz-Kalzitader (Pfeilrichtung parallel zu den ehemaligen Karpholithfasern). c) Nadelförmige Relikte von Fe-Mg-Karpholith (Cp) eingeschlossen in Quarz (Qz). d) Nadelförmige mikroskopische Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith aus Hellglimmer (Hgl), Chlorit (Chl) und Quarz (Qz). Fotos M. Wiederkehr.

Grünschieferfazielle Metamorphose (32–29 Ma)

Die unterpenninischen Metasedimentgesteine innerhalb des Kartengebiets zeigen eine penetrative grünschieferfazielle Überprägung, wie die weitverbreitete Mineralparagenese Muskovit–Paragonit–Chlorit–Quarz–Kalzit ± Dolomit ± Albit ± Chloritoid belegt. Generell werden ein Druck von 0,5–0,7GPa und Temperaturen von 350–425 °C angenommen (BOUSQUET et al. 2002, RAHN et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2011). Die Tatsache, dass hauptsächlich Hellglimmer, Chlorit und Quarz die Pseudomorphosen nach Fe-Mg-Karpholith aufbauen, sowie die reliktische Erhaltung von Fe-Mg-Karpholith implizieren eine kalte und/oder rasche Druckent-

lastung mit anschliessender grünschieferfazieller Überprägung der Hochdruckparagenesen (GILLET & GOFFÉ 1988). Geochemische Untersuchungen an Quarzadern im Nolla-Tonschiefer südwestlich von Thusis ergaben 0,28–0,38 GPa und 290–340 °C (MIRON et al. 2013, RAUCHENSTEIN-MARTINEK 2014). Die Bildung dieser retrograden Quarzadern wird als Folge von Entwässerungsreaktionen während der isothermalen Dekompression gedeutet.

Im Scharnierbereich der Lunschania-Antiform wurden von mehreren Bearbeitern leicht erhöhte Metamorphosebedingungen festgestellt (WEH 1998, PETROVA et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2011). Eine mögliche Erklärung dafür könnte die tektonische Überprägung eines präexistenten Temperaturverteilungsmusters und die daraus resultierende Verfaltung der Isothermen durch die Bildung der Lunschania-Antiform liefern (WIEDERKEHR et al. 2011, VÖGELI et al. 2013). Die grünschieferfazielle Überprägung wäre demzufolge älter als die Deformation der Lunschania-Phase.

TEKTONISCHE ENTWICKLUNG

Die tektonische Entwicklung der im Kartengebiet anzutreffenden Einheiten ist in den paläogeographischen Karten in Figur 67, 68 und 69 skizziert. Sie zeigen schematisch die Anordnung der verschiedenen Kristallinblöcke vom Vorland bis ins Zentrum der Alpen. Die Kristallinblöcke Aar-Massiv, Gotthard-, Simano- und Adula-Decke sind mit den Umrissen der heutigen tektonischen Einheiten dargestellt. Im Falle der Adula-Decke ist der Block auseinandergerissen um zwischen dem Nordteil und dem Südteil eine Distanz von etwa 100 km zu erhalten. Diese Geometrie widerspiegelt den Unterschied im Metamorphosegrad mit Drücken von mehr als 5 GPa in der südlichen Adula- und lediglich etwa 2,2 GPa in der mittleren Adula-Decke.

Postvariszische transtensive Tektonik

In Figur 67a ist die paläogeographische Verteilung von Intrusiva, Vulkaniten und Sedimentgesteinen des Späten Karbons und des Perms skizziert. Die permischen Sedimentgesteine wurden in mehreren 10–20 km breiten Trögen abgelagert. Sedimentgesteine aus dem Karbon wurden jedoch nur in einigen der Tröge als älteste Sedimente abgelagert. Beispiel dazu sind die im Pipeline-Stollen der Oleodotto del Reno SA angefahrenen Sedimentgesteine der Bifertengrätli-Formation (s. S. 24 f.). Vulkanische Gesteine treten an den Rändern dieser Tröge, wie beispielsweise die Plattenzüg-Formation, und als vulkanoklastische Abfolgen innerhalb der Tröge auf. Insgesamt sind diese permokarbonen Tröge als transtensive Strukturen zu interpretieren (VON RAUMER et al. 2009, PFIFFNER 2015), welche sich nach der variszischen Gebirgsbildung entwickelten. Magmatische Aktivität manifestiert sich in zahlreichen granitischen Intrusiva in die prävariszischen Grundgebirgseinheiten (Aar-Massiv und Gotthard-Decke in der weiteren Umgebung des Kartengebiets), deren Genese ebenfalls auf die postvariszische transtensive Tektonik zurückzuführen ist (VON RAUMER et al. 2009). Altersmässig fallen diese Intrusiva ins Späte Karbon und Frühe Perm. Prävariszische Grundgebirgseinheiten und variszische Intrusiva bilden zusammen die Kristallinblöcke der in der Figur 67, 68 und 69 skizzierten postpaläozoischen Entwicklung.

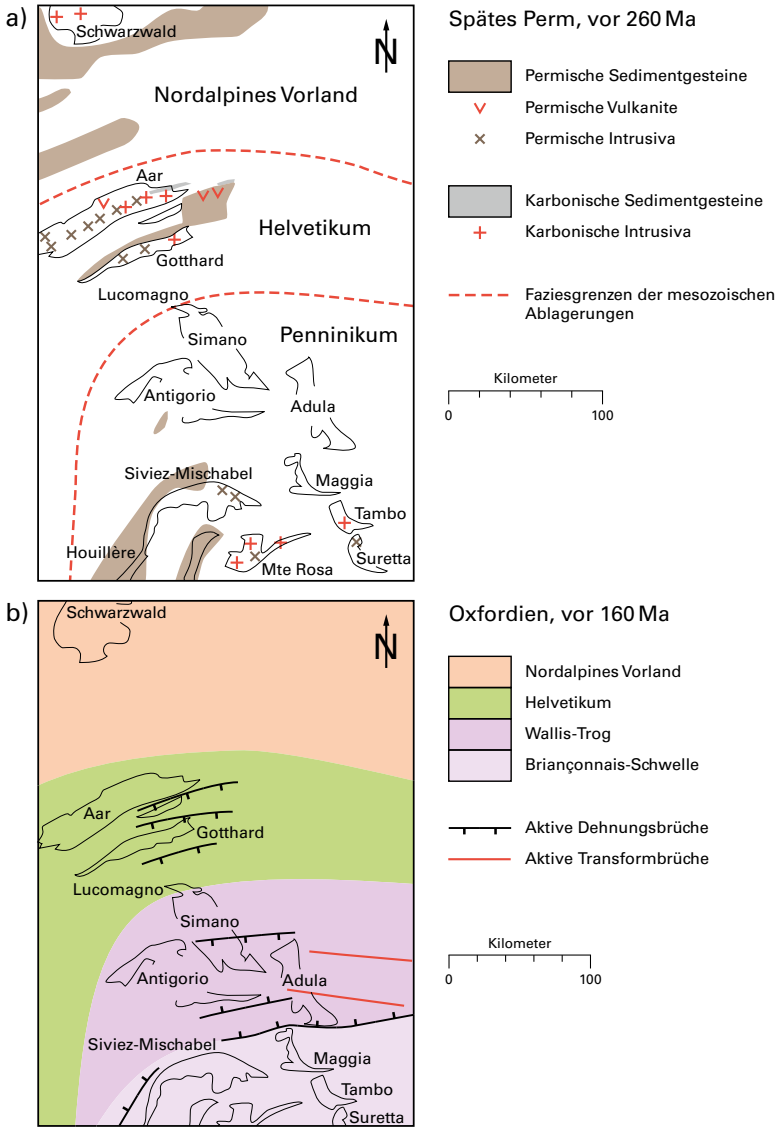


Fig. 67: Tektonische Entwicklung und paläogeographische Rekonstruktion der östlichen Zentralalpen: a) Spätes Perm (vor 260 Ma). b) Oxfordien (vor 160 Ma).

Mesozoische Extensionstektonik

Nach dem Zerbrechen von Pangäa unterlag der Südrand des europäischen Kontinents einer Dehnung, die zu Krustenausdünnung und zur Bildung des Wallis-Trogs führte. Die Situation im Oxfordien vor 160 Ma ist in Figur 67b veranschaulicht. Der Bereich des Helvetikums entsprach einem Schelfmeer. Zahlreiche Abschiebungen waren aktiv, an welchen der jeweilige Südblock abgesenkt wurde. Auf den absinkenden Schollen wurden mächtigere Sedimentpakete abgelagert. Entsprechend sind die Sedimentgesteine des heutigen Oberhelvetikums, welche auf dem ehemaligen Kristallinblock der Gotthard-Decke abgelagert wurden, mächtiger als jene des Unterhelvetikums (z.B. Tschep-Schuppe), welches der Bedeckung des Kristallinblocks des Aar-Massivs entspricht. Noch mächtiger sind die Sedimentgesteine des Oberhelvetikums (Piora-Peiden-Schuppenkomplex), welche dem Kristallinblock der Lucomagno-Decke zugeordnet werden. Die tiefsten Bereiche entsprechen dem Wallis-Trog (Grava- und Tomül-Decke), dessen Sedimentgesteine dem Unterpenninikum angehören. Südlich des Wallis-Trogs lag die Briançonnais-Schwelle, welche ein vom europäischen Kontinentalrand losgerissenes Krustenstück darstellt.

Zur Zeit des Aptien (vor 120 Ma) waren im Schelfmeer des Helvetikums weiterhin Abschiebungen und die damit einhergehende Subsidenz aktiv (Fig. 68a). Die kretazischen Sedimentgesteine des Oberhelvetikums (Gotthard-Decke) sind auch hier mächtiger als jene des Unterhelvetikums (Aar-Massiv). Im Wallis-Trog führte die Krustendehnung lokal zur Neubildung ozeanischer Kruste, angezeigt durch die Förderung von ozeanischen Basaltschmelzen, welche heute in der Tomül-Decke lokal vorhanden sind.

Kompressionstektonik und alpine Orogenese

Nach dem Aptien wurde die Dehnungstektonik von der Kompressionstektonik abgelöst und der adriatische und der europäische Kontinent begannen sich einander anzunähern. Zuerst schoben sich der Piemont-Liguria-Ozean und anschliessend der Wallis-Trog unter den adriatischen Kontinent und wurden verschluckt beziehungsweise subduziert. Am Ende dieser Subduktion kollidierten die beiden Kontinentalränder miteinander und wurden zusammengestaucht, wobei ganze Krustenpakete als Decken übereinander geschoben wurden. Wie in PFIFFNER (2016) diskutiert sind dabei grundsätzlich zwei Bewegungsabfolgen zu unterscheiden:

– In einer frühen Phase wurden die mesozoischen Sedimentpakete vom kristallinen Grundgebirge abgeschert und nordwärts zu einem Deckenstapel aufgeschoben und dabei auch gleichzeitig verfaltet. Beispiele dafür sind die

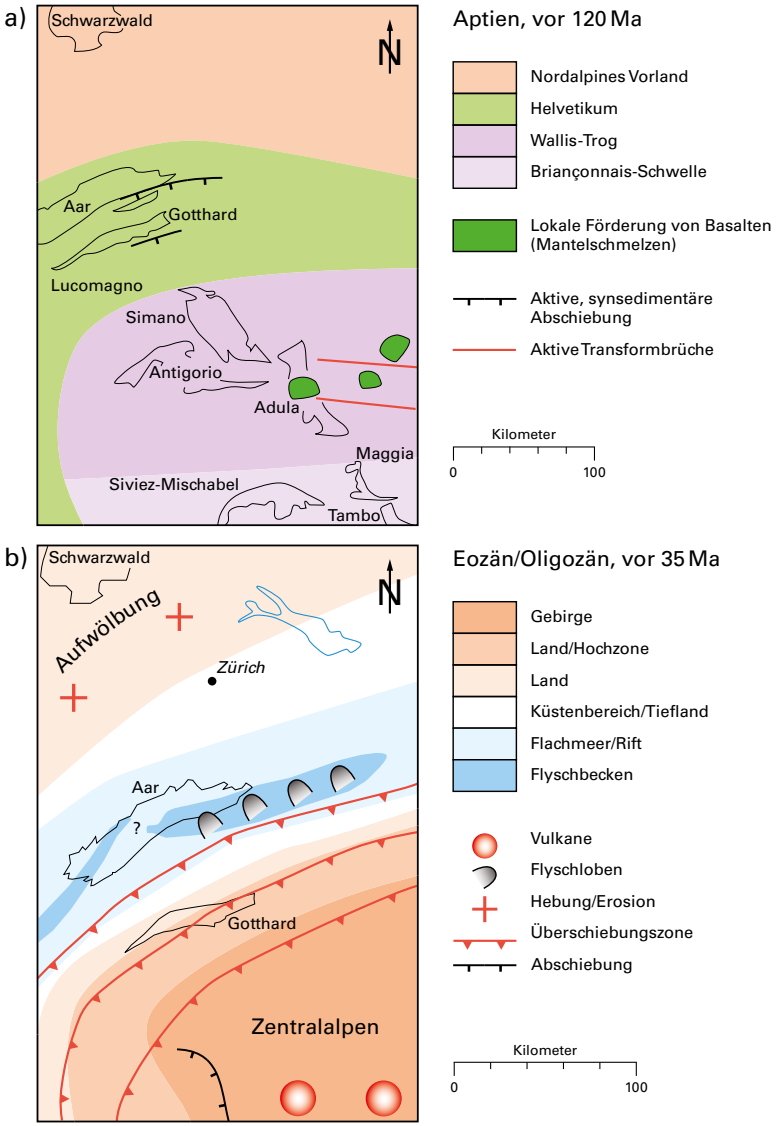


Fig. 68: Tektonische Entwicklung und paläogeographische Rekonstruktion der östlichen Zentralalpen: a) Aptien (vor 120 Ma). b) Grenzbereich Eozän/Oligozän (vor 35 Ma).

Tomül- und die Grava-Decke, die Sardona-Decke und der Glarner Deckenkomplex.

– Während einer späteren Phase wurde auch das kristalline Grundgebirge der Oberkruste abgeschert und zu Decken aufgestapelt. Dies passierte in der Tiefe unter der Überlast der Sedimentgesteinsdecken, welche bei diesem Prozess weiter deformiert wurden (Deckenverfaltung, post-nappe folding). Beispiele dafür sind die Tambo-, die Suretta-, die Adula-, die Lucomagno- und die Gotthard-Decke, und zu einem geringeren Mass der Kristallinblock des Aar-Massivs.

Es ist wichtig zu berücksichtigen, dass diese beiden Bewegungsabfolgen in den verschiedenen Decken nicht zeitgleich waren. Vielmehr verlagerten sich beide zeitlich von intern nach extern, das heisst vom Penninikum zum Helvetikum (s. Kap. Deformationsphasen).

Figur 68b zeigt die Situation im Grenzbereich Eozän/Oligozän vor rund 35 Ma. Innerhalb der Zentralalpen wurden grössere Deckenpakete nach Norden bewegt. Nördlich des Gebirges bildete sich eine Depression, woraus sich das Nordhelvetische Flyschbecken entwickelte, ein schmales Becken parallel zum Gebirgsrand. Im nordwestlichen Vorland, zwischen Zürich und Schwarzwald, entstand eine Aufwölbung infolge der elastischen Durchbiegung der europäischen Platte, wodurch dieser Teil des Vorlands trockengelegt wurde. Im südlichen Teil der Zentralalpen, wahrscheinlich entlang der periadriatischen Bruchzone, drangen Schmelzen aus dem Erdmantel an die Erdoberfläche und bauten Vulkane auf. Trümmer dieser Vulkane finden sich als Komponenten in den Sandsteineinschaltungen des Nordhelvetischen Flyschs (Taveyannaz-Formation, VUAGNAT 1952, SIEGENTALER 1974).

Mit fortschreitender Kompressionstektonik während des Oligozäns war das Flyschbecken im Norden vor ungefähr 25 Ma zugschüttet und die im Norden aus den Alpen austretenden Urflüsse Speer, Rigi, Beichlen und Honegg bauten sukzessive Schuttfächer der Unteren Süsswassermolasse auf (Fig. 69a). Gemäss PFIFFNER et al. (2002) wurden die frühesten Konglomerate im Osten vor etwa 32 Ma und im Westen vor 26,5 Ma geschüttet. Die Entwässerung erfolgte in Richtung Osten in das Wiener Becken. Die alpinen Decken bewegten sich in Richtung Vorland und überfuhren die proximalen Teile der Schuttfächer. Gemäss den paläogeographischen Rekonstruktionen von KEMPF & PFIFFNER (2004) bewegte sich der Alpenkörper zu diesem Zeitpunkt mit ungefähr 20 mm/Jahr nach Nordnordwesten. Innerhalb der damaligen Alpen zeugen Rückfaltungen – die Mischabel-Rückfalte im westlichen Penninikum und die Chièra-Rückfalte in der Gotthard-Decke (Mischabel und Gotthard in Fig. 69a) –, Abschiebungen (Turba) und Hebungen nördlich der periadriatischen Bruchzone von einer intensiven Heraushebung des Alpenkörpers, wovon auch die Gesteine im Gebiet von Atlasblatt Reichenau betroffen waren. Die Heraushebung wurde aber durch den Abtrag weitgehend kompensiert.

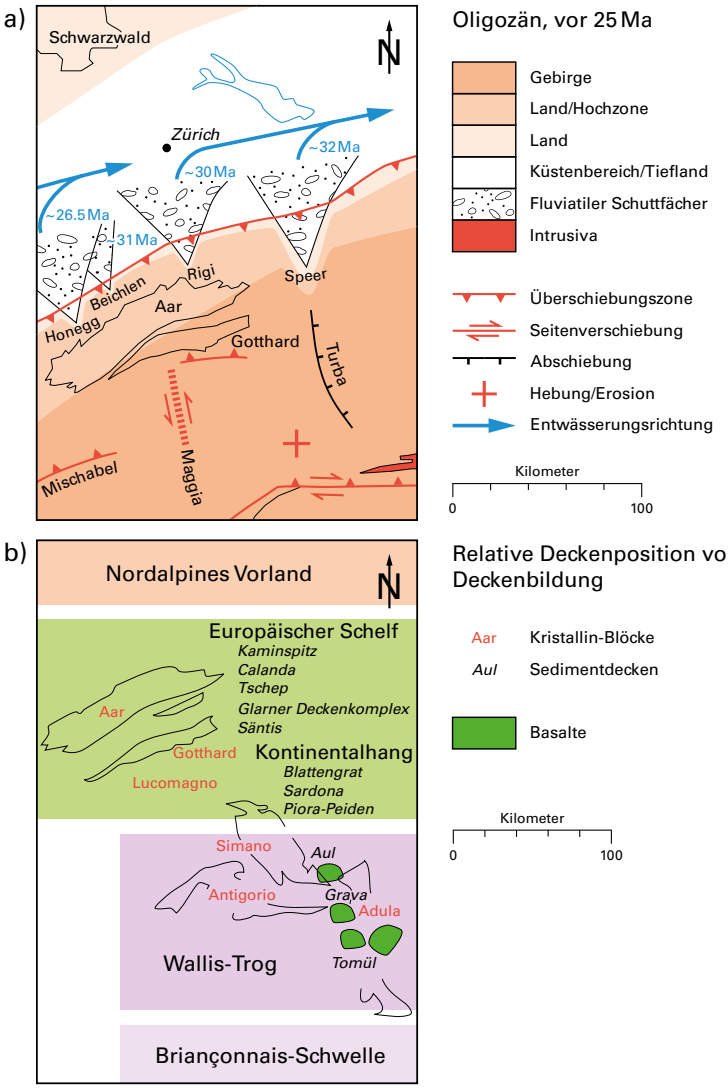


Fig. 69: Tektonische Entwicklung und paläogeographische Rekonstruktion der östlichen Zentralalpen: a) Spätes Oligozän (vor 25 Ma). b) Relative Position der tektonischen Einheiten vor der Deckenbildung.

Es stellt sich die Frage, welche paläogeographischen Positionen die verschiedenen im Kartengebiet anzutreffenden tektonischen Einheiten vor der Deckenbildung innehatten. Eine schematische Lösung dieser Frage zeigt Figur 69b. Hierbei ist zu erwähnen, dass im Kartengebiet der Glarner Deckenkomplex und die Säntis-Decke bereits der Erosion zum Opfer gefallen sind. Die Blattengrat- und die Sardona-Decke sind im nördlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Vättis anzutreffen, der Piora-Peiden-Schuppenkomplex hauptsächlich im südöstlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Ilanz. Zwischen der Tschep-Schuppe nördlich und der Grava-Decke südlich des Rheins klafft somit eine grosse Lücke, in der eine ganze Anzahl von paläogeographischen Einheiten fehlen.

Deformationsphasen

Oberhelvetikum und Unterpenninikum

Im Unterpenninikum und Oberhelvetikum (Piora-Peiden-Schuppenzone) der Ostschweiz können fünf Deformationsphasen nachgewiesen werden (PFIFFNER 1977, MILNES & SCHMUTZ 1978, PROBST 1980, SCHREURS 1993, STEINMANN 1994, WEH & FROITZHEIM 2001, WIEDERKEHR et al. 2008, 2009). In chronologischer Abfolge sind dies die Safien-, die Ferrera-, die Niemet-Beverin-, die Lunschania- und die Domleschg-Phase, die alle im Kartengebiet nachweisbar sind (Fig. 70, 71). Generell gesehen sind die Deformationsphasen drei verschiedenen grosstektonischen Szenarien zuzuordnen (vgl. PFIFFNER 2016):

- Im frühen Stadium der Konvergenz wurden die mesozoischen Sedimentgesteine des Wallis-Trogs und des europäischen Kontinentalrands von ihrem kristallinen Substrat abgeschert und zu einem Deckenstapel aufgetürmt.
- Anschliessend wurde das kristalline Grundgebirge verkürzt und ebenfalls in Decken gelegt und gestapelt. Dabei wurde der vorher gebildete Deckenstapel aus Sedimentgesteinen passiv verfaltet.
- Mit weiterer Verkürzung wurden alle Decken nochmals verkürzt und passiv verfaltet.

Die *Safien-Phase* umfasst die Bildung von Quarz-Kalzitadern, welche durch die Entwässerung der Sedimente und eine erste Bruch- beziehungsweise Spaltenbildung zustande kam. WIEDERKEHR et al. (2008) beobachteten in diesen Adern Fe-Mg-Karpholith, welcher unter erhöhtem Druck und niedriger Temperatur gebildet wurde und eine relativ tiefe Versenkung der Gesteine bei eher niedrigen Temperaturen andeutet (druckbetonte, blauschieferfazielle Metamorphose). Die Aderbildung dürfte mit der Abscherung der mesozoischen Sedimentgesteine von ihrer kristallinen Unterlage und der Deckenbildung einhergegangen sein. Im Gebiet von Atlasblatt Reichenau wären das die Tomül- und die Grava-Decke sowie der Piora-Peiden-Schuppenkomplex. Diese Deckenstapelung kann als frontale Ak-

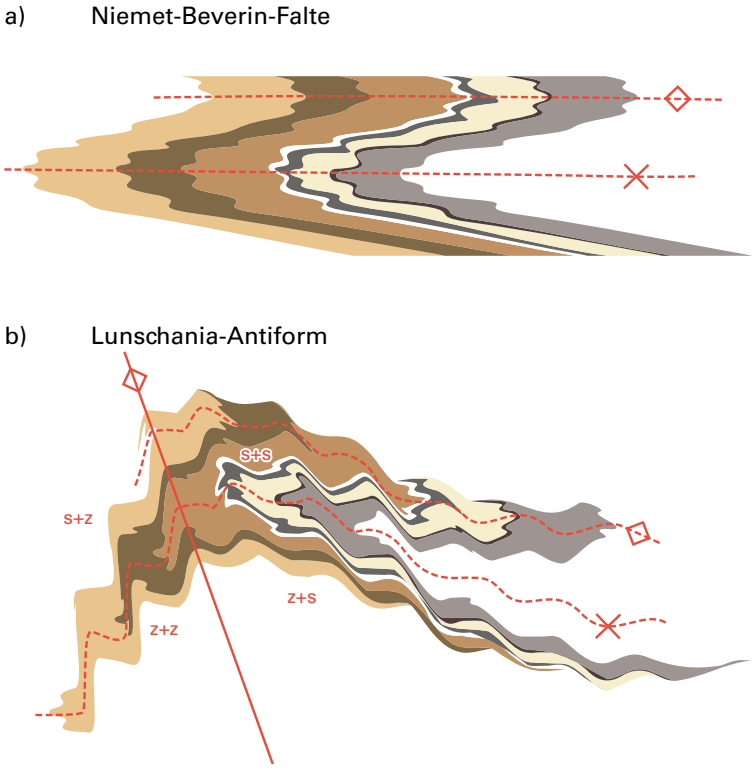


Fig. 70: Deformationsphasen im Unterpenninikum: a) Schematische Darstellung der liegenden Niemet-Beverin-Falte. b) Schematische Darstellung der Überprägung der Niemet-Beverin-Falte durch die Lunschania-Antiform.

kretion im Bereich einer Subduktionszone gesehen werden. Ar/Ar-Altersbestimmungen an mit Fe-Mg-Karpholith assoziierten, reliktisch erhaltenen Hellglimmern ergab ein mitteleozänes Alter von 43–40 Ma für die blauschieferfazielle Überprägung der Grava- und der Tomül-Decke sowie des Piora-Peiden-Schuppenkomplexes (WIEDERKEHR et al. 2009).

Die *Ferrera-Phase* kann im Mittelpenninikum mit der Deckenstapelung und Faltung der Kristallindecken (Tambo-, Suretta- und Adula-Decke) korreliert werden. Im Kartengebiet können die Isoklinalverfaltungen der in der Safien-Phase angelegten Quarz-Kalzitadern mit dieser Phase korreliert werden (Fig. 71a). Wie

von WIEDERKEHR et al. (2009) diskutiert, erfolgte gleichzeitig eine retrograde grünschieferfazielle Überprägung der Gesteine, deren Alter auf 32–29 Ma datiert wurde. PFIFFNER (1977) ordnete diese Isoklinalfalten der Dreibündenstein-Phase zu, ein Begriff, auf den hier verzichtet wird, da in vielen Fällen diese Isoklinalfalten der nachfolgenden Niemet-Beverin-Phase zuzuordnen sind.

Die nächstfolgende *Niemet-Beverin-Phase* führte, wie WYSS & WIEDERKEHR (2017) für das südlich angrenzende Gebiet von Atlasblatt Thusis beschrieben, zur Ausbildung einer grossräumigen liegenden Falte, hervorgerufen durch das differenzielle kombinierte Vordringen der Tambo- und der Suretta-Decke (erste Deckenverfaltungsphase, MILNES & SCHMUTZ 1978, SCHREURS 1993). Dies wird am Beispiel des Schams-Deckenkomplexes eindrücklich veranschaulicht, da dessen basale Überschiebung als Folge dieses differenziellen Vordringens fast isoklinal verfaltet wurde. Diese grossräumige Falte weist kleinmassstäbliche Parasitärfalten auf. Es sind diese Parasitärfalten welche im Gelände als erkennbare Strukturen dieser liegenden Niemet-Beverin-Grossfalte vorliegen (Fig. 70a, 71a).

Eine zweite Deckenverfaltungsphase, die *Lunschania-Phase*, führte zu grossräumigen Falten mit steil nach Südosten einfallenden Achsenebenen, die von Parasitärfalten begleitet sind (Fig. 70b, 71b). Im Gelände gestaltet sich die Unterscheidung zwischen den Parasitärfalten der Niemet-Beverin- und der Lunschania-Phase bisweilen als anspruchsvoll. Mittels Ar/Ar-Altersbestimmungen an Hellglimmern wurde das Alter der Lunschania-Phase auf 26–24 Ma abgeschätzt (WIEDERKEHR et al. 2009).

Schliesslich kann im Kartengebiet eine späte, steilstehende Runzelschieferung beobachtet werden, welche der *Domleschg-Phase* zugeordnet wird (Fig. 71c). Wie PFIFFNER (1977) ausführte, ist diese Runzelschieferung mit ihrem lokalen Auftreten und ihrer Geometrie der Ruchi-Phase im nördlich angrenzenden Helvetikum sehr ähnlich. Für eine Korrelation der Domleschg- mit der Ruchi-Phase fehlen eindeutige Beobachtungen. In der Übersicht der orogenen Abfolge (s. S. 168 ff.) wurde die Ruchi-Phase als etwas jünger eingestuft, ohne dass dafür konkrete Beweise vorliegen.

Wichtig ist die Beobachtung, dass die Runzelschieferung der Domleschg-Phase vom Kartengebiet gegen Nordosten ins Prättigau immer dieselbe Orientierung aufweist. Im Unterschied dazu ändern die Achsenebenen der Isoklinalfalten der Ferrera- beziehungsweise der Niemet-Beverin-Phase ihre Orientierung: im Gebiet Dreibündenstein fallen sie nach Südsüdosten, im Prättigau nach Osten ein. Diese Umbiegung verläuft konkordant zum gegen den nach Osten abtauchenden Dom des Aar-Massivs und der Glarner Hauptüberschiebung. Damit dürften die Ferrera- und die Niemet-Beverin-Phase altersmässig vor der Calanda-Phase im Helvetikum anzusiedeln sein.

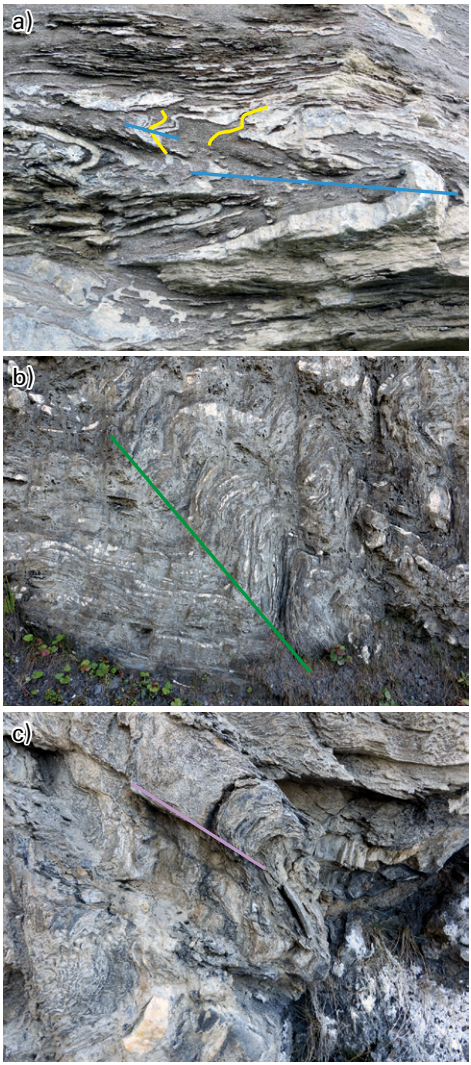


Fig. 71: Deformationsphasen im Unterpenninikum: a) Durch Falten der Niemet-Beverin-Phase verfaltete Strukturen der Ferrera-Phase im Nolla-Kalkschiefer im Val da Dusch (Koord. 2756 000/ 1180 900, Atlasblatt Thusis). b) Hauptschieferung wird von einer Falte der Lunschania-Phase verfaltet. Val Graunda (Koord. 2754 850/1183 300). c) Runzelschieferung der Domleschg-Phase. Val da Dusch (Koord. 2756 000/1180 900). Fotos O. A. Pfiffner.

Unterhelvetikum

Im Unterhelvetikum der Ostschweiz können vier Deformationsphasen ausgeschieden werden (MILNES & PFIFFNER 1977, PFIFFNER 1977, 1978). In chronologischer Abfolge sind dies die Pizol-, die Cavistrau-, die Calanda- und die Ruchi-Phase. Im Gebiet von Atlasblatt Reichenau dominieren im Gelände die Strukturen der Calanda-Phase.

Zur *Pizol-Phase* zählt die frühalpine Platznahme der Einheiten des süd- und ultrahelvetischen Ablagerungsraums. Deren Basalüberschiebungen wurden durch die nachfolgenden Deformationen passiv deformiert und verfaltet. Sie fehlen im Gebiet von Atlasblatt Reichenau. Die *Cavistrau-Phase* führte zur Anlage grosser liegender Falten. Deren Verkehrtschenkel wurden durch die nächstfolgende Calanda-Phase wiederum verfaltet. Beispiele dafür sind in der Cavistrau-Decke im Westen (Atlasblatt Trun und Tödi) und in der Stelli-Schuppe im Gebiet des nördlich angrenzenden Atlasblatts Vättis zu finden.

Die *Calanda-Phase* verursachte eine duktile Deformation angezeigt durch eine durchdringende Schieferung. Diese Schieferung verläuft parallel zu den Überschiebungen und zu den Faltenachsenebenen dieser Phase. In Figur 72 sind die Schieferungsspuren der Calanda-Phase für Gross- und Kleinfalten innerhalb der Tschep-Schuppe dargestellt. Der Dolomit der Röti-Formation prägt als kompetentestes Schichtglied die Wellenlänge und die Amplitude der Falten, weist selbst jedoch keine penetrative Schieferung auf (Fig. 72a, b). Die Falten sind asymmetrisch und nordvergent. Diese Asymmetrie ist besonders ausgeprägt in der Kleinfalte in Figur 72c. Hier verläuft die Schieferung im Verkehrtschenkel nahezu parallel zur Schichtung und deutet auf eine nordvergente Scherung hin, welche die Faltung begleitete (PFIFFNER 1978). Gesamthaft gesehen fällt die Schieferung der Calanda-Phase mit rund 31° nach Südsüdosten ein, ist etwas steiler im Kalk und etwas flacher im schiefrigen Tonstein und Mergel (PFIFFNER 1977).

Die *Ruchi-Phase* zeichnet sich durch eine weitständige Runzelschieferung aus, welche im unmittelbar Liegenden und Hangenden der Glarner Hauptüberschiebung besonders ausgeprägt ist. Im Gebiet von Atlasblatt Reichenau ist diese Phase lediglich in gewissen Teilen des Doggers (Bommerstein- und Reischiben-Formation) zu beobachten. Im Dünnschliff erkennt man, dass die metamorph neu gebildeten Chloritoidkristalle die Schieferung der Calanda-Phase überwachsen, während sie in die Schieferung der Ruchi-Phase einbiegen (Fig. 65). Die Ruchi-Phase ist somit jünger als der Höhepunkt der Metamorphose. Eine Beobachtung, die mit den aus der regionalen Analyse der räumlichen Verteilung des Metamorphosegrads gemachten Schlussfolgerung übereinstimmt.

Der orogene Fahrplan in Figur 73 veranschaulicht den räumlichen und zeitlichen Ablauf der geologischen und tektonischen Prozesse im Gebiet von Atlasblatt Reichenau und seiner Umgebung. Die jüngsten in den Deckenbau einbezogenen Sedimentgesteine werden von intern nach extern vom früheozänen Prättigau-

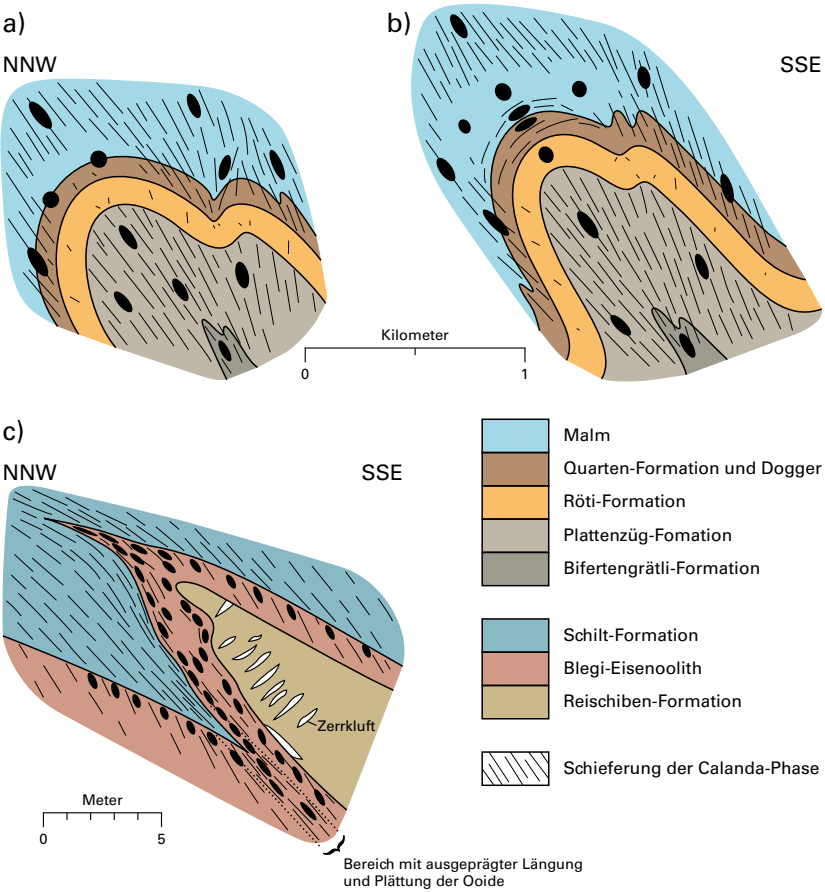
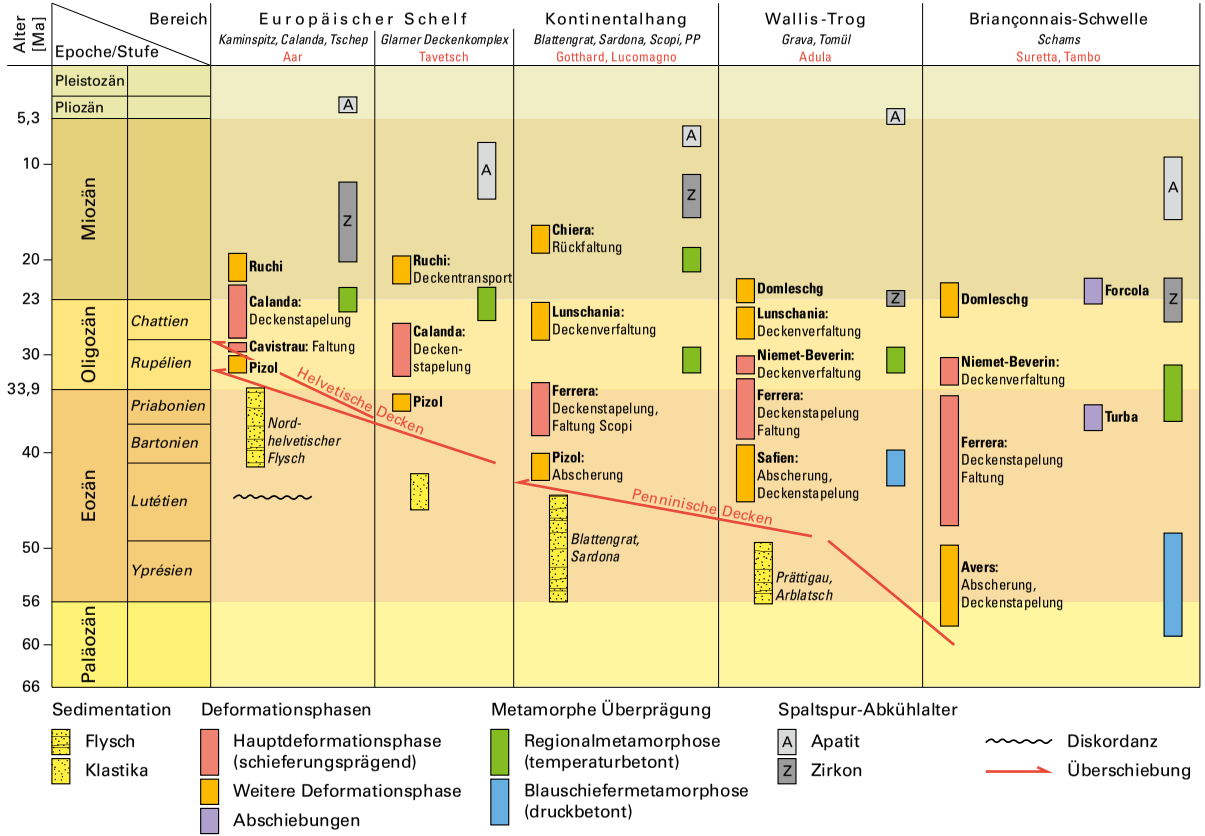


Fig. 72: Falten der Calanda-Phase (nach PFIFFNER 1978). a) Grossfalte östlich der Kunkelspass-Querstörung (Tschengels-Antiklinale). b) Grossfalte westlich der Kunkelspass-Querstörung (Tschengels-Antiklinale). c) Kleinfalte auf Tschengels nördlich der Goldgruoben (Koord. 2752 500/1190 700).

Flysch zum früholigozänen Nordhelvetischen Flysch sukzessive jünger; ein Trend, der sich auch im Molassebecken fortsetzt. Die erste Deformationsphase entspricht der Abscherung der mesozoischen Sedimentgesteinspakete von ihrem kristallinen Grundgebirge, wobei diese frühe Abscherung von intern nach extern sukzessive jünger wird. Die Avers-Phase umfasst die Abscherung der mesozoischen Sedimentgesteine der Briançonnais-Schwelle (mittelpenninischer Schams-Deckenkomplex), die Safien-Phase die Abscherung der «Bündnerschiefer» des Wallis-Trogs (Grava- und Tomül-Decke) und die Pizol-Phase die Abscherung der Einheiten des süd- und ultrahelvetischen Ablagerungsraums (Piora-Peiden-Schuppenkomplex, Sardona-, Blattengrat-Decke). Die Hauptdeformationsphase zeichnet sich durch die Bildung einer durchdringenden Schieferung aus. Auch diese Hauptphase verlagerte sich zeitlich von intern nach extern. Im Mittelpenninikum ist es die Ferrera-Phase, welche der Deckenbildung der Tambo- und der Suretta-Decken zugeordnet wird. Im Unterpenninikum wird die Stapelung und Überschiebung der Grava- und der Tomül-Decke mit der Ferrera-Phase assoziiert (WYSS & WIEDERKEHR 2017). Die Deckenstapelung und Faltung der internen, zurückgebliebenen oberhelvetischen Sedimentgesteinsdecken (Scopi-Decke, Piora-Peiden-Schuppenkomplex) können ebenfalls mit der Ferrera-Phase korreliert werden. Im externen, nach Norden transportierten Oberhelvetikum (Glarner Deckenkomplex, Säntis-Decke) wie auch im Unterhelvetikum umfasst die Calanda-Phase die Bildung der Sedimentgesteinsdecken, wobei im Unterhelvetikum auch das Aar-Massiv miteinbezogen wurde. Die Deckenstapelung erfolgte im Oberhelvetikum generell etwas früher als im Unterhelvetikum.

Bei den jüngeren Deformationsphasen zeigen sich Unterschiede in der Auswirkung. Im Penninikum sind es Deckenverfaltungen, bei welchen die basalen Überschiebungen der Decken markant passiv verfaltet wurden (post-nappe folding): Dies sind im Mittel- und Unterpenninikum die Niemet-Beverin-Phase und im Unterpenninikum zusätzlich noch die Lunschania-Phase. Im Helvetikum ist die späte Ruchi-Phase hingegen eine Deckentransportphase, bei welcher das Oberhelvetikum an der basalen Überschiebung der Glarner Hauptüberschiebung um mehrere Kilometer nach Norden transportiert wurde.

Fig. 73: Orogener Fahrplan der im Gebiet von Atlasblatt Reichenau auftretenden tektonischen Einheiten.


Alter [Ma]
Bereich
Epoche/Stufe
Europäischer Schelf
Kaminspitz, Calanda, Tschep
Aar
Glarner Deckenkomplex
Tavetsch
Kontinentalhang
Blattengrat, Sardona, Scopi, PP
Gotthard, Lucomagno
Wallis-Trog
Grava, Tomül
Adula
Briançonnais-Schwelle
Schams
Suretta, Tambo
Pleistozän
Pliozän
Miozän
Oligozän
Eozän
Paläozän
Chattien
Rupélien
Priabonien
Bartonien
Lutétien
Yprésien
5,3
10
20
23
30
33,9
40
50
56
60
66
A
Z
Ruchi
Calanda: Deckenstapelung
Cavistrau: Faltung
Pizol
Nord-helvetischer Flysch
Helvetische Decken
Ruchi: Deckentransport
Calanda: Decken-stapelung
Pizol
Chiera: Rückfaltung
Lunschania: Deckenverfaltung
Ferrera: Deckenstapelung, Faltung Scopi
Pizol: Abscherung
Blattengrat, Sardona
Penninische Decken
Domleschg
Lunschania: Deckenverfaltung
Niemet-Beverin: Deckenverfaltung
Ferrera: Deckenstapelung Faltung
Safien: Abscherung, Deckenstapelung
Prättigau, Arblatsch
Domleschg
Niemet-Beverin: Deckenverfaltung
Ferrera: Deckenstapelung Faltung
Avers: Abscherung, Deckenstapelung
Forcola
Turba
Sedimentation
Flysch
Klastika
Deformationsphasen
Hauptdeformationsphase (schieferungsprägend)
Weitere Deformationsphase
Abschiebungen
Metamorphe Überprägung
Regionalmetamorphose (temperaturbetont)
Blauschiefermetamorphose (druckbetont)
Spaltspur-Abkühlalter
A Apatit
Z Zirkon
Diskordanz
Überschiebung

REZENTE SEISMISCHE AKTIVITÄT

Die Ostschweiz mit dem Gebiet des Kantons Graubünden ist eine der seismisch aktiven Zonen der Schweiz. Innerhalb dieser Zone sind für die Region um Chur in der Zeitspanne von 2002 bis 2020 vom Schweizerischen Erdbebendienst (SED) relativ wenig Erdbeben registriert worden. Dies obschon die aktuelle Hebungsrate in diesem Gebiet mit 1,5 mm/a höher ist als im umliegenden Gebiet. In Figur 74 ist die Verteilung der Epizentren mit Magnituden 2, 3, 4 und 5 im Gebiet von Atlasblatt Reichenau und der unmittelbaren Umgebung für die Zeitspanne zwischen 2002 und 2020 dargestellt. Drei Erdbeben führten zu Gebäudeschäden; deren Epizentren lagen nördlich und südsüdöstlich von Domat/Ems und bei Churwalden gerade ausserhalb der Südostecke des Kartengebiets. Häufungen von Erdbeben sind in Chur, auf der Lenzerheide und bei Paspels zu vermerken. Die Erdbebenserie bei Paspels erfolgte in der Zeitspanne zwischen August 2007 und Dezember 2009 mit einem Höhepunkt im Januar 2008. Die insgesamt 37 Hypozentren lagen gemäss dem Katalog des SED auf einem etwa Ost-West-verlaufenden Bruch in einer Tiefe von rund 8 km. Sie verteilen sich auf einer Bruchfläche mit einer Ausdehnung von horizontal gemessenen 700 m und vertikal gemessenen 500 m.

Das Beben mit schweren Gebäudeschäden bei Churwalden deckt sich geographisch mit einem historischen Erdbeben, das sich am 3. September 1295 ereignete und eine Intensität von VIII – entspricht einer Magnitude von 7,0 bis 7,3 – hatte. Es ist dies das älteste historisch belegte Erdbeben der Schweiz.

Interessant sind zwei historische Erdbeben, die sich an zwei aufeinanderfolgenden Tagen ereigneten: am 25. Dezember 1905 in Domat/Ems mit einer Intensität von VII (Magnitude von 6,0 bis 6,9) und am 26. Dezember 1905 in Felsberg mit einer Intensität von VI (Magnitude von 5,3 bis 5,9). Aufgrund der Unsicherheit bei der Herdbestimmung und dem Auftreten weiterer kleinerer Beben in derselben Gegend vor und nach den beiden Hauptereignissen vermutet der SED, dass diese beiden Beben demselben Erdbebenschwarm angehören und höchstwahrscheinlich auch auf derselben Bruchfläche stattgefunden haben dürften. Deren Lage und Orientierung ist aber unbekannt.

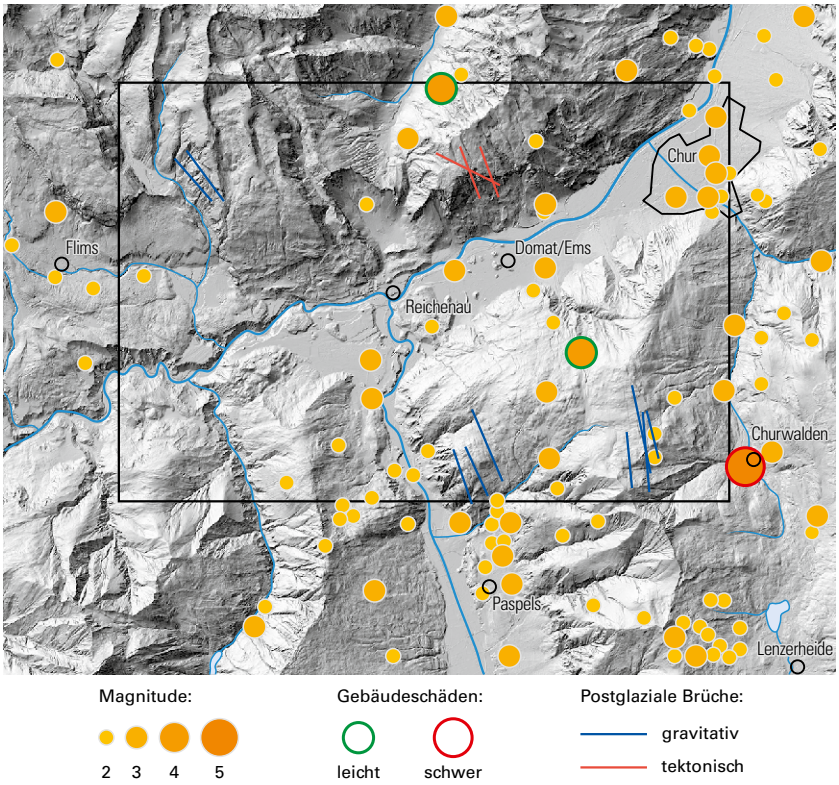


Fig. 74: Rezente Seismizität zwischen 2002 und 2020 gemäss SED und postglaziale Brüche nach PERSAUD & PFIFFNER (2004) im Gebiet von Atlasblatt Reichenau und seiner Umgebung.

HYDROGEOLOGIE

Grundwasservorkommen im Rheintal

Die Alluvion des Hinterrheins südlich von Rothenbrunnen ist ein markanter und ergiebiger Grundwasserleiter mit zwei Grundwasserstockwerken (BTG 1992). Nördlich von Rothenbrunnen ist die Lockergesteinsfüllung des Domleschgs bis zur Mündung des Hinterrheins in den Vorderrhein nicht mehr gut erkundet und daher ist über den Aufbau des Untergrunds verhältnismässig nur wenig bekannt. Im relativ engen Tal zwischen Rothenbrunnen und Rhäzüns liegt der Grundwasserspiegel zwischen 610 und 600 m ü.M. (Normalstand), der Flurabstand beträgt somit nur etwa 1–3 m. Das Grundwasser wird in zwei Vertikalbrunnen nordwestlich von Rothenbrunnen und bei Ravetg genutzt.

In der Schwemmebene von Bonaduz (Bonaduz-Formation) wurden verschiedene tiefe Bohrungen zur Grundwassererkundung abgeteuft. Der Aufbau des Lockergesteinsuntergrunds ist aufgrund der beiden vorkommenden Bergsturzmassen und der damit zusammenhängenden Ablagerung der Bonaduz-Formation sehr heterogen. Der Grundwasserspiegel liegt hier auf etwa 595 m ü.M. und weist damit einen Flurabstand von über 60 m auf. Das Grundwasser wird durch einen privaten Vertikalbrunnen (Wärmenutzung, Koord. 2749 480/1186 010) genutzt.

Im Rheintal zwischen Tamins und Chur wird das Grundwasser im oberen Teil der quartären Talfüllung mit verschiedenen privaten und öffentlichen Vertikalbrunnen genutzt. Zwischen Bonaduz und Domat/Ems weist der Grundwasserspiegel ein relativ grosses Gefälle auf (586–568 m ü.M.) und somit bei Domat/Ems einen Flurabstand von über 25 m. Von Domat/Ems Richtung Nordosten folgt das Gefälle des Grundwassers mehr oder weniger dem topographischen Gefälle.

Quellen

Im Kartengebiet gibt es zahlreiche gefasste und ungefasste Quellen. Die gefassten Quellen dienen meist der öffentlichen und der privaten Wasserversorgung einzelner Liegenschaften und der Gemeinden abseits des Grundwasservorkommens in der Talalluvion des Rheins. Die auf dem vorliegenden Atlasblatt eingetragenen Quellen wurden bestmöglich mit der Gewässerschutzkarte des Kantons Graubünden abgeglichen. Eine aktuelle Karte der Quellen, insbesondere der genutzten Quellen und der dazu ausgeschiedenen Schutzzonen kann auf dem Geoportal des Kantons Graubünden eingesehen werden.

Speziell zu erwähnen sind die zahlreichen Quellen südlich des Rheins und des Vorderrheins im Gebiet der oberhelvetischen und der unterpenninischen Einheiten. Es dürfte sich dabei zum Teil um Überlaufquellen handeln.

Auf der Nordseite des Rheins sind westlich von Haldenstein mehrere Schichtquellen zu erwähnen, die an die Grenze Tros-Kalk/Zementstein-Formation gebunden sind.

Schliesslich sind auch die gefassten Quellen bei Isla (nördlich von Versam) im Dach des schwarzen Kalks innerhalb der Bergsturzmasse von Flims hervorzuheben. Im Frühjahr lassen sich zahlreiche Eiskanäle im schwarzen Kalk beobachten. Diese belegen, dass die Bergsturztrümmer stellenweise eine relativ hohe Wasserdurchlässigkeit aufweisen, was im Einklang mit der unterirdischen Speisung des Lag la Cresta westlich von Trin Mulin steht.

Mineralquellen

Im Gebiet von Atlasblatt Reichenau gibt es vier Mineralquellen, wovon drei genutzt werden.

Ungenutzt ist die «Surquellen», südwestlich von Chur gelegen (Koord. 2757 820/1188 640). Es handelt sich um einen relativ bescheidenen Wasseraustritt aus Klüften im kalkigen dichten Quarzsandstein des Nolla-Tonschiefers ($\mathbf{S_{Nq}}$). Die Quelle ist mit einem Schlauch improvisiert gefasst und weist eine Schüttung von ungefähr 1 l/min auf. Die elektrische Leitfähigkeit beträgt rund 1700 µS/cm bei einer Temperatur von 12,4 °C.

Die Mineralquelle von Malix (Allegra-Quelle, Koord. 2759 900/1187 340) wird durch die Allegra Passugger Mineralquellen AG genutzt. Details der Fassung und Schüttungsmenge sind nicht bekannt. Gemäss Angaben des Verbands Schweizerischer Mineralquellen und Softdrinkproduzenten (SMS) weist das Wasser die in Tabelle 4 aufgeführte Zusammensetzung auf.

Die Rhäzünser Mineralquellen (Koord. 2751 230/1182 100) bestehen aus verschiedenen Fassungsanlagen. Die ursprüngliche Fassung erfolgte in einem 8,4 m tiefen Schacht (HÖGL 1980). Das Fassungsgebäude liegt über dem Niveau des Rheins. Es wird eine Schüttung von 75 l/min angegeben und mit 14,7 °C handelt es sich um eine subthermale Quelle. Das Wasser weist die in Tabelle 5 aufgelisteten physikalischen und chemischen Eigenschaften auf und besitzt nach HÖGL (1980) eine natürliche Radioaktivität (^{228}Ra) von 12 Bq/l – nach DEFLORIN (2004) allerdings eine deutlich geringere von 0,322 Bq/l. In den 1990er-Jahren wurde durch verschiedene Vertikal- und Schrägbohrungen eine Verbesserung der Fassungsverhältnisse erreicht. Seit 2008 stammt das «Arkina»-Mineralwasser aus Rhäzüns. Gemäss Angaben des Produzenten besitzt dieses eine Gesamtmineralisation von 327 mg/l, das heisst, es ist nur leicht mineralisiert und stammt somit aus einer anderen Quellfassung als das stark mineralisierte Wasser aus der ursprünglichen Fassung mit einer Gesamtmineralisation von 1836 mg/l.

Tab. 4: *Zusammensetzung des Wassers der Allegra-Quelle, Malix (Angaben gemäss des Verbands Schweizerischer Mineralquellen und Softdrinkproduzenten).*

	Chem. Formel	**[mg/l]**
Kationen		
Ammonium	NH_4^+	< 0,01
Lithium	Li^+	0,002
Natrium	Na^+	2,6
Kalium	K^+	0,7
Magnesium	Mg^{2+}	23,7
Calcium	Ca^{2+}	100,4
Strontium	Sr^{2+}	0,7
Mangan	Mn^{2+}	< 0,01
Anionen		
Fluorid	F^-	< 0,05
Chlorid	Cl^-	2,8
Bromid	Br^-	0,02
Jodid	I^-	0,01
Nitrat	NO_3^{2-}	1,9
Hydrogenkarbonat	HCO_3^-	344,2
Sulfat	SO_4^{2-}	59,3
Gesamtmineralisation		549 mg/l

Tab. 5: *Chemische und physikalische Eigenschaften des Mineralwassers aus der Mineralquelle von Rhäzüns (nach HÖGL 1980).*

Elektr. Leitfähigkeit bei 20°C [mS/cm]		1530
pH-Wert		6,4
Dichte (20/20°C)		1,00137
Kationen		**[mg/l]**
Ammonium	NH_4^+	0,2
Lithium	Li^+	0,3
Natrium	Na^+	160,0
Kalium	K^+	9,0
Magnesium	Mg_2^+	41,1
Calcium	Ca_2^+	227,2
Strontium	Sr^{2+}	2,9
Mangan	Mn^{2+}	0,5
Eisen	Fe^{2+}	4,0
Kupfer	Cu^{2+}	0,001
Zink	Zn^{2+}	0,006
Blei	Pb^{2+}	< 0,001
Aluminium	Al^{3+}	< 0,0007
Anionen		
Fluorid	F^-	0,8
Chlorid	Cl^-	23,2
Bromid	Br^-	0,05
Jodid	I^-	0,05
Nitrat	NO_3^{2-}	0,16
Hydrogenkarbonat	HCO^{3-}	1140,0
Sulfat	SO_4^{2-}	163,0
Hydrogenphosphat	HPO_4^{2-}	0,1
Hydrogenarsenat	$HAsO_4^{2-}$	0,01
Molybdän	Mo	0,0009
Gelöste feste Stoffe		1836,3
Trockenrückstand (104°C)		1225,3

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Hartstein

Hartstein wurde im Kartengebiet an mehreren Stellen abgebaut, die heute aber grösstenteils stillgelegt sind. Es wurden beziehungsweise werden folgende Hartsteinvorkommen abgebaut:

- Im Untertagebau bei Caneu nördlich von Domat/Ems (Koord. 2753 500/1189 800) wird Vulkanit der Plattenzüg-Formation als Beimengung für die Herstellung von Isolationsplatten («Flumroc») abgebaut. Vor der Inbetriebnahme dieses Untertagebergwerks wurde das Gestein im stillgelegten Steinbruch beim Eingang des Pipelinestollens der Oleodotto del Reno SA nördlich von Domat/Ems (Koord. 2752 600/1189 550) abgebaut.
- Im stillgelegten Steinbruch an der Gemeindegrenze Tamins/Felsberg (Koord. 2752 450/1189 500) wurde Vulkanit der Plattenzüg-Formation abgebaut.
- Zur Verwendung für Mauern entlang von Strassenböschungen wurde im stillgelegten Steinbruch von Tamins (Koord. 2749 570/1188 260) gut gebankter Dolomit der Röti-Formation abgebaut.
- Im stillgelegten Steinbruch unterhalb Zafrinis nordöstlich von Felsberg (Koord. 2755 940/1191 090) wurde bis 2001 «Unterer Quintner Kalk» abgebaut. Nach einem Felssturz wurde der Steinbruch geschlossen, verfüllt und mit einer Fotovoltaikanlage versehen.
- Auf dem südlichen Abhang des Tuma Padrusa am westlichen Dorfausgang von Domat/Ems befinden sich zwei aufgelassene Materialentnahmestellen (Steinbrüche), wo blockiger «Quintner Kalk» abgebaut wurde. Ein Teil des abgebauten Materials dürfte zu Kies verarbeitet worden sein.

Kies und Sand

Im Bereich der Vorkommen von sandig-siltigem Kies der rezenten Alluvion (q_a) und der Bonaduz-Formation (q_B) finden sich zahlreiche, meist stillgelegte Kiesabbaustellen von lokaler Bedeutung. Hervorzuheben sind die grösseren, immer noch in Betrieb stehenden, durch die Calanda AG betriebenen Abbaustellen bei Chur, Bonaduz und Reichenau. Kies aus dem Flussbett des Rheins wird im Werk bei Chur an der Mündung der Plessur (Koord. 2757 760/1192 280) und im Werk bei Bonaduz im Bereich des Zusammenflusses von Vorder- und Hinterrhein (Koord. 2749 930/1187 890) entnommen. Bei Reichenau südlich des Bahn-

hofs Reichenau-Tamins (Koord. 2750 800/1187 500) wird seit Ende der 1950er-Jahre Kies und Sand der Bonaduz-Formation abgebaut; die vorderen Teile der Kiesgrube sind bereits wieder verfüllt.

Zwischen Bonaduz und Rhäzüns befinden sich in der von der Bonaduz-Formation gebildeten Ebene mehrere stillgelegte und teilweise wieder verfüllte Kiesgruben. Hervorzuheben sind die beiden grösseren unmittelbar nördlich des Bahnhofs Rhäzüns gelegenen Gruben. Auf der Schwemmebene von Ransun südlich von Trin Mulin (Koord. 2745 180/1186 330) wurde früher Kies abgebaut. In der Kiesgrube Müli südlich von Malix wurde zwischen den späten 1960er-Jahren und Mitte der 1990er-Jahre Kies aus der kiesigen Moräne gewonnen. Die Grube wurde ab Ende der 1990er-Jahre komplett verfüllt.

Im Bereich der Bergsturzmasse von Flims gibt es verschiedene, grösstenteils stillgelegte Abbaustellen, in welchen Kies für den lokalen Bedarf abgebaut wurde. Von regionaler Bedeutung ist der Abbau in der Kiesgrube «Bergli» zwischen Versam und Valendas (Koord. 2743 060/1184 180). Beim Bau der Rhätischen Bahn durch die Ruinaulta wurden verschiedenenorts fein zerbröckelte Bergsturztrümmer der Bergsturzmasse von Flims als «Trinser Schutt» gewonnen. Der «Trinser Schutt» eignet sich zur Kofferung von Naturstrassen und Waldwegen.

Gold

Bei der Lokalität Goldgruoben am Calanda (Koord. 2752 500/1190 500) befinden sich mehrere stillgelegte Goldgruben (CADISCH 1939, BÄCHTIGER 1986). Eine detaillierte Beschreibung der diversen Fundstellen und der Geschichte des Abbaus geben BRUNNER et al. (2018) und KÜRSTEINER et al. (2022). Im Jahr 1803 wurden beim Sprengen eines Felsblocks für den Bau des Hochwasserschutzdamms am Rhein bei Felsberg Goldspuren entdeckt, worauf 1809 für die Anlage der Mine «Fliden» die Bergwerkgesellschaft «zur goldenen Sonne» gegründet wurde. Im Jahre 1813 erfolgte die Prägung von 72 Dublonen aus Calandagold (CADISCH 1939). Der Goldabbau war jedoch nicht sehr ergiebig, worauf der Betrieb 1818 bereits wieder eingestellt wurde. Spätere Anläufe zum erneuten Goldabbau erfolgten im 19. und 20. Jahrhundert, blieben jedoch weitgehend erfolglos (CADISCH 1939).

Der in Figur 75 dargestellt Profilschnitt zeigt die Lage der heute noch zugänglichen Stollen der oberen, mittleren und unteren Goldgruoben. Die Goldvorkommen liegen auf dem Normalschenkel einer grossräumigen Antiklinale und waren an Quarz-Kalzitadern innerhalb der Quarten-Formation und des Doggers gebunden. In den in Figur 76 angegebenen Profilschnitten sind die detaillierten Strukturen und die geologische Aufnahme der Hauptstollen der mittleren und der unteren Goldgruob dargestellt. Der Vertikalschacht in der unteren Goldgruob wurde auf Anraten einer Wahrsagerin ausgehoben; dieser endete jedoch im tauben Gestein,

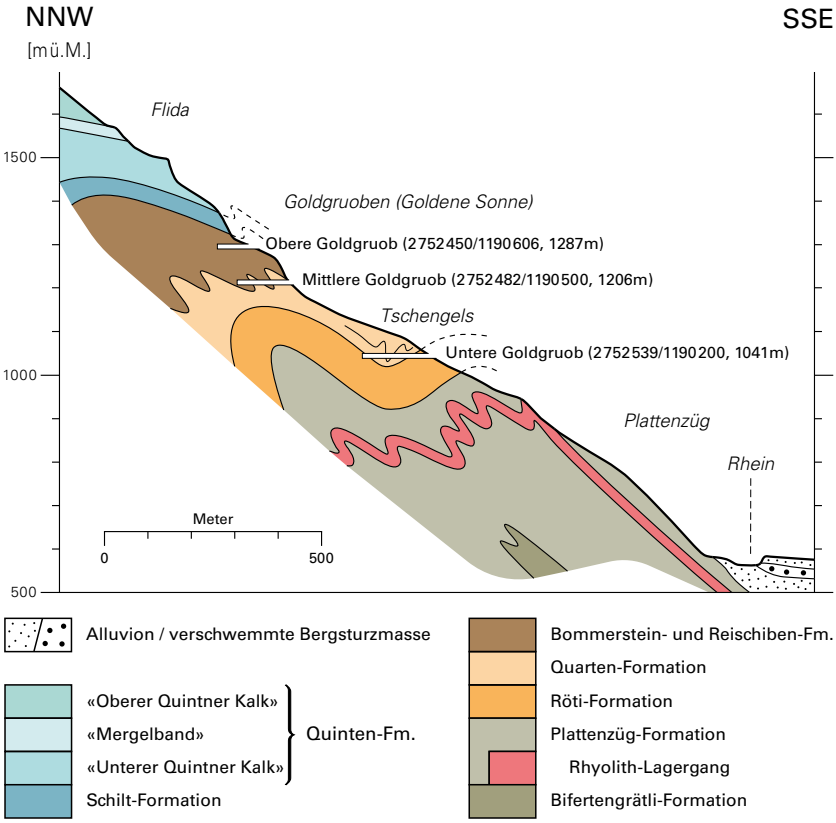


Fig. 75: Profilschnitt Tschengels – Flida mit der Lage der Goldgruoben. Angegeben sind auch die Koordinaten der Stolleneingänge gemäss BRUNNER et al. (2018).

was folglich auch das Ende der bergbaulichen Tätigkeit am Calanda besiegelte. Im 19. und 20. Jahrhundert wurde in der weiteren Umgebung der Goldgruoben eine ganze Anzahl von Versuchsstollen angelegt. Eine eingehendere Beschreibung hierzu findet sich in CADISCH (1939) und BRUNNER et al. (2018).

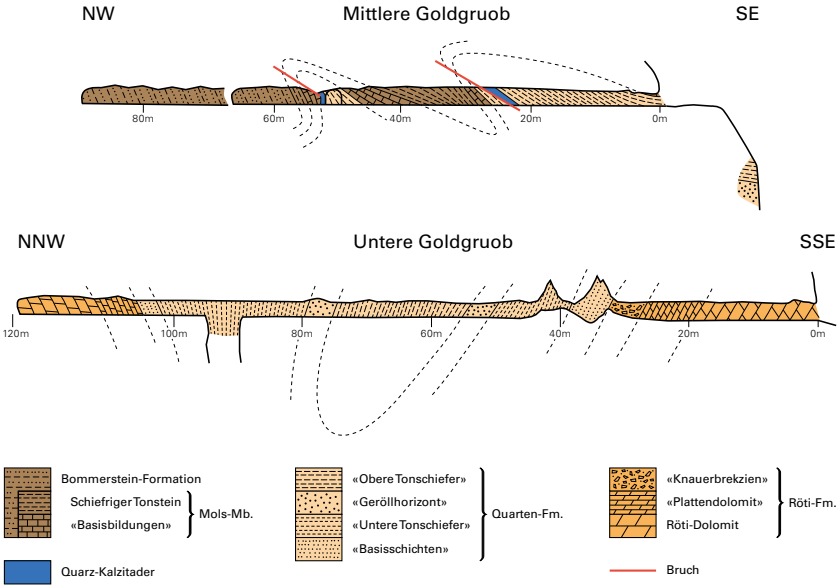


Fig. 76: Stollenprofile der mittleren und unteren Goldgruob (modifiziert nach PFIFFNER 1972).

TECHNISCHE GEOLOGIE

Bohrungen

Im Gebiet von Atlasblatt Reichenau gibt es verschiedene Sondierbohrungen zur Erkundung des Untergrunds und des Grundwassers. Die meisten dieser Sondierbohrungen liegen im Bereich der rezenten Alluvionen, sind relativ untief (d.h. 10–30 m) und der Felsuntergrund wurde in der Regel nicht erreicht. Von verschiedenen Bohrungen liegen beim Amt für Umwelt oder beim Tiefbauamt des Kantons Graubünden Bohrprofile vor.

Die tiefste für die Grundwasserfassung abgeteufte Sondierbohrung liegt bei Rütenen zwischen Felsberg und Domat/Ems (Koord. 2754 470/1189 710). Sie hat in einer Tiefe von 120 m die Felsoberfläche nicht erreicht. Die mit 172 m tiefste Lockergesteinsbohrung wurde nördlich von Bonaduz (Gurgs, Koord. 2749 350/1187 240) abgeteuft. Für die Planung der Umfahrung Trin wurden eine 172 m tiefe Sondierbohrung erstellt, die die Felsoberfläche in 11 m Tiefe erreicht hat.

Im Kartengebiet wurden auch zahlreiche Erdwärmesondenbohrungen abgeteuft, von einem Teil davon existieren geologische Profilaufnahmen (Amt für Umwelt des Kantons Graubünden). Die Qualität der geologischen Aufnahmen ist allerdings sehr heterogen, so sind auch die vorgenommenen Interpretationen der Erdwärmesondenbohrungen mit grösseren Unsicherheiten behaftet. Die tiefste Erdwärmesondenbohrung liegt im Gemeindegebiet von Domat/Ems (Koord. 2754 260/1188 900). Die Bohrung hat in 240 m Tiefe die Felsoberfläche nicht erreicht.

Tunnelbauten

Der *Stollen der Oleodotto del Reno SA* wurde 1966 als Teil der Central European Line (ECL) – eine 1966 errichtete Pipeline, die ausgehend von Genua die Alpen überquert und bis nach Ingoldstadt (Bayern) führt – fertig gestellt. Im Jahre 1997 wurde die Ölleitung wegen Umweltproblemen und hohen Sanierungskosten stillgelegt. Ab Herbst 2012 erfolgte eine Umnutzung als Erdgas-Hochdruckleitung. Im Jahre 1972 erfolgte eine Stollenaufnahme durch O. A. Pfiffner (PFIFFNER 1972). Die Ergebnisse dieser Aufnahme sind im Profil in Figur 4 (s.S. 24) zusammengefasst. Interessant ist das Vorkommen von karbonischen Sedimentgesteinen (Bifertengrätli-Formation) innerhalb der permokarbonischen Vulkanite.

Von 1989 bis 1990 wurde der *Umfahrungstunnel von Trin* gebaut. S. Sahli konnte den Tunnelvortrieb im Rahmen ihrer Lizentiatsarbeit verfolgen (SAHLI 1991). Das in Figur 77 dargestellte Tunnelprofil entspricht weitestgehend ihrem Originalprofil.

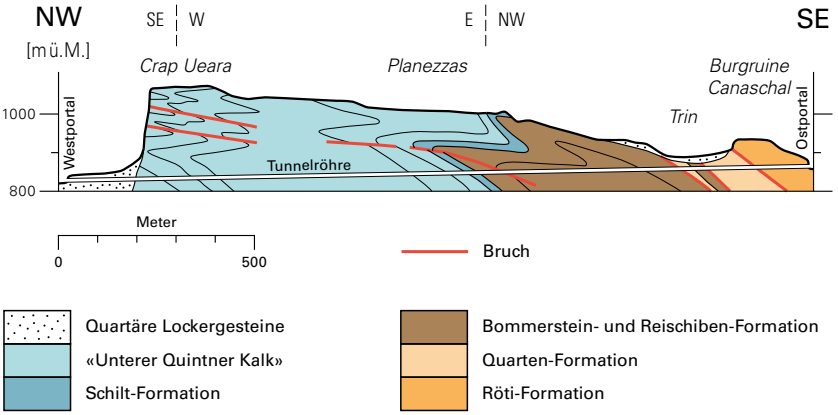


Fig. 77: Tunnelprofil des Umfahrungstunnels von Trin (modifiziert nach SAHLI 1991).

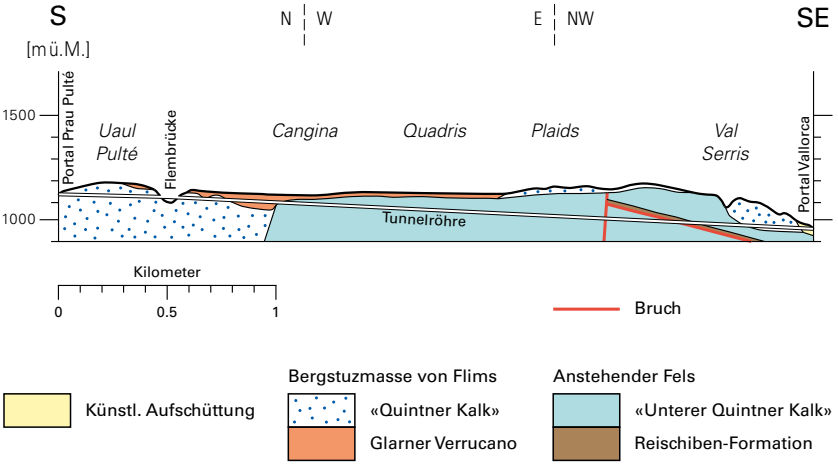


Fig. 78: Tunnelprofil des Umfahrungstunnels von Flims (modifiziert nach TBA 2007 und basierend auf eigenen Geländeaufnahmen).

Von 1999 bis 2007 wurde der *Umfahrungstunnel von Flims* gebaut. Das in Figur 78 wiedergegebene Tunnelprofil wurde basierend auf den Angaben des Tiefbauamts Graubünden (TBA 2007) neu interpretiert und umgezeichnet. Der hydrothermal überprägte Kalk zwischen dem Val Serris und Plaids wurde bei einer Untersuchung während des Vortriebs durch O. A. Pfiffner dem kretazischen Kalk zugeordnet; bei späteren Untersuchungen wurde er jedoch der Reischiben-Formation zugewiesen.

Seismische Erkundung

Im Zusammenhang mit dem Nationalen Forschungsprogramm «Geologische Tiefenstruktur der Schweiz» NFP20 wurden drei reflexionsseismische Linien im Gebiet von Atlasblatt Reichenau aufgenommen. Die geologische Interpretation der Linien «Chur» und «Bonaduz» wurden bereits im Kapitel Landschaftsgeschichte diskutiert (Fig. 49, 52b). Die Osttraverse des Nationalen Forschungsprogramms NFP20 quert das Kartengebiet im Abschnitt von Vättis über den Kunkelspass nach Reichenau und weiter nach Rothenbrunnen. Das Ziel dieser Untersuchung war die Erkundung der Tiefenstruktur der Schweiz. In Figur 79 ist der Abschnitt «Thusis» der Osttraverse dargestellt (aus PFIFFNER & HITZ 1997). Klar ersichtlich sind südlich von Rothenbrunnen nach Süden abfallende Reflexionen in einer Tiefe zwischen 2 und 3 sTWT (two-way-traveltime, d.h. doppelte Laufzeit in Sekunden), die mit der Obergrenze der mesozoischen Karbonatgesteinen der autochthonen Sedimentbedeckung der Gotthard-Decke korreliert werden können. Darüber folgen in einer Tiefe von 1 und 2 sTWT Reflexionen, welche von Reflektoren der Grava-Decke (Karbonatgesteine) verursacht wurden. Ein Reflexionsband im untersten Bereich der Kruste zwischen 12 und 16 sTWT kann über den gesamten Nordteil der Osttraverse ausgeschieden werden. Die Untergrenze dieses Reflexionsbands dürfte der Moho, der Krusten/Mantelgrenze, entsprechen. Die Moho taucht vom Vorland von einer Tiefe von etwa 30 km südwärts unter die Alpen ab und befindet sich unterhalb von Thusis in einer Tiefe von rund 50 km. Die beobachtete Krustenverdickung von 30 auf 50 km ist auf die Aufwölbung des Aar-Massivs als Folge von Faltung und Aufschiebungen sowie auf die Stapelung der penninischen Decken zurückzuführen.

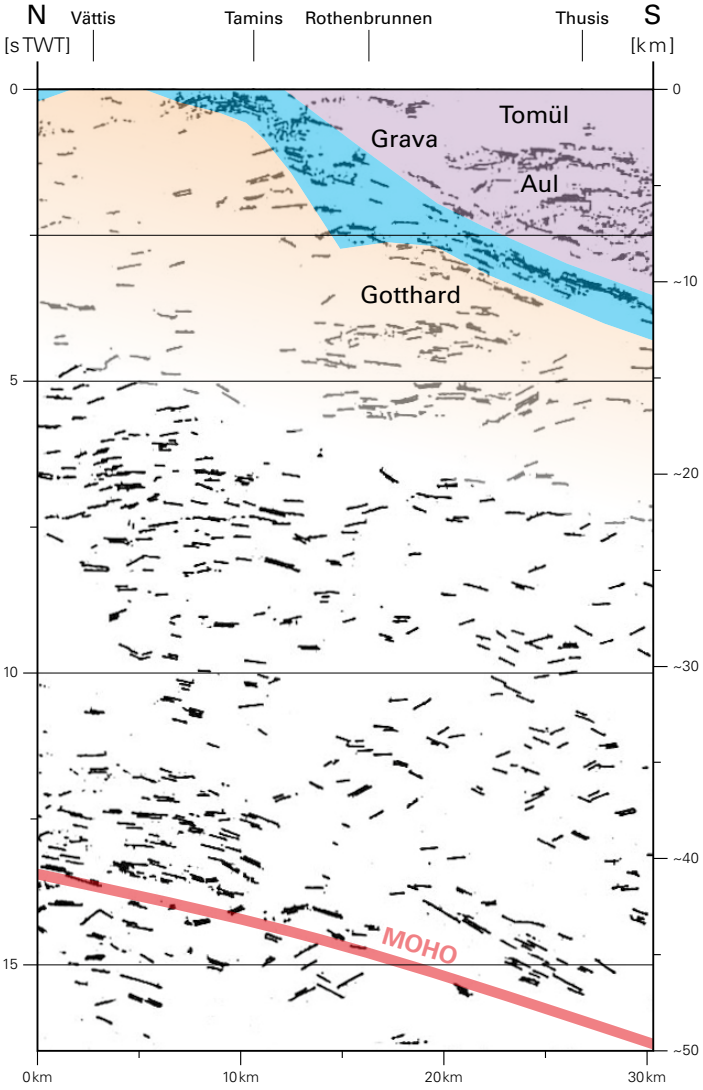


Fig. 79: Ausschnitt aus der Osttraverse des Nationalen Forschungsprogramms NFP20 (modifiziert nach PFIFFNER & HITZ 1997).

UR- UND FRÜHGESCHICHTE

Die ältesten Spuren des Menschen im Gebiet von Atlasblatt Reichenau sind Abschläge von Radiolarit und Bergkristall, die bei Marsöl oberhalb der Churer Altstadt im Bereich des Hofbezirks mit dem bischöflichen Schloss und der Kathedrale gefunden wurden (NIELSEN 2002). Diese Funde weisen auf einen Rast- und Werkplatz einer Jägergruppe hin, der auf dem Schwemmfächer der Plessur auf rund 600 m ü.M. und ungefähr 40 m über der Talebene liegt. Die Artefakte stammen aus dem Ende des Paläolithikums, aus der Zeit um 10 000 v.Chr. (13–12 ka cal BP). Dies bedeutet, dass der Schwemmfächer der Plessur zu jener Zeit bereits weitgehend zur heutigen Mächtigkeit aufgeschottert war. Die Artefakte sind älter als der Flimser Bergsturz und bezeugen, dass der Bergsturz vom Menschen erlebt wurde.

Jüngere Funde aus dem Mesolithikum stammen aus einem Leitungsgraben auf der Terrasse Mittler Crestis bei Tamins (SEIFERT 2013). In einer lehmig-siltigen Deckschicht direkt über Lagen von gut geschichtetem fluviatilem gerundetem Grobkies mit Kalkgeröllen in der Höhenlage von 630 m ü.M. konnten Geräte und Abfall aus Silex und Bergkristall geborgen werden. Das Fundensemble datiert nach der typologischen Beurteilung ins 8. Jahrtausend v.Chr. (9,5–9,0 ka BP, SEIFERT 2013). Diese Terrasse von Mittler Crestis korreliert höhenmässig mit der Schwemmebene von Ransun (s.S. 99). Dazu passen auch die in der Fundstelle beobachteten Kalkgerölle. Die früheste Phase der Entleerung des Ilanzersees hat somit höchstens 500 Jahre – oder sogar noch deutlich früher – nach dem Niedergang des Flimser Bergsturzes eingesetzt.

Etwas jüngere Funde stammen aus dem Neolithikum, der Zeitspanne zwischen ungefähr 5500 und 2000 v.Chr. (7,5–4,0 ka BP, RAGETH 2000, 2002). In dieser Epoche waren die Menschen bereits sesshaft. Es dürfte sich dabei primär um Bauern gehandelt haben, die Wohnbauten angelegt sowie Ackerbau und Viehzucht betrieben haben.

In Chur, im Areal Zindel/Markthallenplatz (auf 589 m ü.M., Koord. 2759 150/1190 560) und Ackermann/Seilbahnweg (595 m ü.M., Koord. 2759 180/1190 530) wurden Siedlungsreste in einer Kulturschicht mit Keramik, Geräten und Abschlägen aus Silex, silexartigen Materialien und Bergkristall gefunden. Die Siedlung liegt auf dem distalen Schwemmfächer der Plessur auf 590 m ü.M. (etwa 30 m über dem heutigen Talboden) und wurde in das Zeitintervall von 3500 bis 3000 v.Chr. (5,5–5,0 ka BP, RAGETH 2000, 2002) datiert.

Die Grabungen des Archäologischen Diensts Graubünden (RAGETH 1976) und der Universität Zürich (PRIMAS 1979) am südlichen Rand der Terrasse von Ober Crestis führten neolithische Artefakte zutage (5,5–5,0 ka und ungefähr 4,5 ka BP, SEIFERT 2013). Es wurden grobkeramische Vorratsgefässe, Steinbeilfrag-

mente, Silex- und Bergkristallartefakte auf 660 m ü.M. gefunden (PRIMAS 1979, Fig. 4). Die Kulturschicht ist mit steilen Grenzflächen in die Kiesvorkommen eingebettet, was vermuten lässt, dass sie nachträglich verschwemmt wurde.

Bei Felsberg wurden in den Tgilväderlis-Höhlen neolithische Artefakte (Steinbeil aus Serpentinit, Abschlag von Bergkristall) gefunden, welche auf die Zeit 3500 bis 2500 v.Chr. (5,5–4,5 ka BP) datiert werden können (BRUNNER & SEIFERT 2013) und somit ungefähr aus derselben Zeit stammen wie die Funde der neolithischen Artefakte auf der Terrasse von Ober Crestis bei Tamins. Die Höhlen liegen auf knapp 800 m ü.M., das heisst rund 200 m über dem heutigen Talboden in den Felswänden von Zafrinis (Koord. 2755 500/1191 000) und dürften als Rastplatz für Jäger und Hirten gedient haben. Die erhöhte Lage bot zusätzlich Schutz vor Überschwemmungen, denn der Talboden dürfte zu jener Zeitspanne durch späte Ausbrüche des Ilanzersees mehrmals verwüstet worden sein. Der Befund einer Bohrung bei Felsberg (KB 1, Koord. 2755 140/1190 260) belegt, dass der Talboden einst tiefer lag und anschliessend als Folge der Aufschotterung durch den Rhein höhergelegt wurde. Dagegen belegt der Erosionsrand, welcher von Bottaholds bis zum Schwemmfächer Purchera und weiter talabwärts verfolgt werden kann, eine nachträgliche Tieferlegung des Talbodens. Die Besiedelung des Talbodens war zu dieser Zeit offensichtlich infolge Überschwemmungen immer wieder gefährdet. Wie BRUNNER & SEIFERT (2013) zusammenfassen, wurden die Tgilväderlis-Höhlen und weitere Höhlen am Südhang des Calanda später, zur Bronzezeit und im Frühmittelalter, weiterhin genutzt – unter anderem für Bestattungen.

Siedlungsreste und Gräber der Mittleren Spätbronzezeit (etwa 4,0–3,0 ka BP) wurden im Bereich des Schwemmfächers der Plessur auf dem Areal Karlihof/Sennhof in Chur und im Talgrund bei Domat/Ems gefunden (RAGETH 2002).

LITERATURVERZEICHNIS

ABELE, G. (1970): Bergstürze und Flutablagerungen im Rheintal westlich Chur: Versuch einer Chronologie der Bergstürze von Flims, Reichenau/Rhäzüns und Ems. – Der Aufschluss *21*/11, 345–359.

– (1974): Bergstürze in den Alpen: Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – Wiss. Alpenver.-h. *25*, Deutscher Alpenverein, München.

ARBENZ, P. & STAUB, W. (1910): Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *55*, 23–62.

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

BÄCHTIGER, K. (1965): Intramagmatische Manganerze in einer permischen Eruptivserie des Taminser Kristallins bei Felsberg (GR). – Verh. schweiz. natf. Ges. *145*, 102–106.

– (1966): Pillow-Laven im «Taminser Kristallin» bei Felsberg (Kt. Graubünden). – Vjschr. natf. Ges. Zürich *111*, 319–329.

– (1986): Der alte Goldbergbau an der «Goldenen Sonne» am Calanda bei Chur. – Bergknappe *38*/4, 2–14.

BLUMENTHAL, M. (1911): Geologie der Ringel-Segnesgruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *33*.

– (1912): Der Calanda. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *39*.

BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., VIDAL, O., OBERHÄNSLI, R. & PATRIAT, M. (2002): The tectonometamorphic 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.

BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., JOLIVET, L. & VIDAL, O. (1998): High-pressure-low-temperature metamorphism and deformation in the Bündnerschiefer of the Engadine window: implications for the regional evolution of the eastern Central Alps. – J. metamorph. Geol. *16*/5, 657–674.

BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., WIEDERKEHR, M., KOLLER, F., SCHMID, S.M., SCHUSTER, R., ENGI, M., BERGER, A. & MARTINOTTI, G. (2008): Metamorphism of metasediments in the scale of an orogen: A key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. In: SIEGESMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Ed.): Tectonic Aspects of the Alpine–Dinaride–Carpathian System (p. 393–411). – Spec. Publ. geol. Soc. London *298*.

BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., SCHMID, S.M., BERGER, A., WIEDERKEHR, M., ROBERT, C., MÖLLER, A., ROSENBERG, C., ZEILINGER, G., MOLLI, G. & KOLLER, F. (2012): Metamorphic framework of the Alps, 1:1000000. – Comm. geol. Map World.

BRUNNER, H. (1963): Altes Holz. – Bündnerwald *16*/2, 36–40.

BRUNNER, M., BUHLKE, A., CORTI, A., FRANZ, M., REICH, J., SCHILTKNECHT, K. & STÄHELI, C. (2018): Montanarchäologische Untersuchungen am Calanda. – Archäol. Graub. *3*, 153–166.

BRUNNER, M. & SEIFERT, M. (2013): Die ur- und frühgeschichtlichen Höhlen- und Einzelfunde von Felsberg. – Archäol. Graub. *1*, 59–97.

BRUNNSCHWEILER, R. (1948): Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, Ser. C, *33*.

BTG [Büro für technische Geologie] (1992): Zusammenfassender Bericht zur Hydrogeologie und zu den Grundwasseruntersuchungen im Domleschg. – Ber. z.H. Amt für Umweltschutz des Kantons Graub. (unpubl.).

BURLA, S. (1998): Die Stätzerhorn-Gruppe (Nordpenninikum, Graubünden): Stratigraphie, Tektonik und Beckengeschichte. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

CABERNARD, V., STOFFEL, M. & MONBARON, M. (2003): Der Fidazer Bergsturz von 1939: Analyse und Simulation. In: MINOR, H.-E. (Ed.): Turbulenzen in der Geomorphologie, Publ. Jtag Schweiz. geomorph. Ges. 2003, Erstfeld (p. 1–12). – Mitt. VAW *184*.

CADISCH, J. (1939): Die Erzvorkommen am Calanda, Kt. Graubünden und Kt. St. Gallen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *19*/1, 1–20.

CALHOUN, N. C. & CLAGUE, J. J. (2018): Distinguishing between debris flow and hyperconcentrated flows: an example from the eastern Swiss Alps. – Earth Surf. Process. Landf. *43*/6, 1280–1294.

CANDRIAN, P. (2011): Die Eintiefung des Vorderrheins in die Schlucht Ruinaulta. – Bachelorarb. Univ. Bern (unpubl.).

CAPREZ, J. (2008): Das Flimser Bergsturzereignis; 3D-Geländerekonstruktion und Volumenberechnungen mit Hilfe von GIS. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).

DEFLORIN, O. (2004): Natürliche Radionuklide in Grundwässern des Kantons Graubünden. – Diss. Univ. Neuchâtel.

DEFLORIN, R., TSCHIRKY, A. & RAGETH M. (2001): Jahrhundertsturz Felsberg. – Faktenbl. Amt für Wald Graub. *8*.

DEPLAZES, G., ANSELMETTI, F. S. & HAJDAS, I. (2007): Lake sediments deposited on the Flims rockslide mass: the key to date the largest mass movement of the Alps. – Terra Nova *19*/4, 252–258.

DOLLFUS, S. (1965): Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – Eclogae geol. Helv. *58*/1, 453–554.

DUFRESNE, A., PRAGER, C. & BÖSMEIER, A. (2016): Insights into rock avalanche emplacement processes from detailed morpho-lithological studies of the Tschirgant deposit (Tyrol, Austria). – Earth Surf. Process. Landf. *41*/5, 587–602.

ENGI, M., BOUSQUET, R. & BERGER, A. (2004): Metamorphic structure of the Central Alps. In: OBERHÄNSLI, R. (Ed.): Explanatory notes to the map «Metamorphic structure of the Alps» (p. 157–173). – Mitt. österr. mineral. Ges. *149*.

ERDELBROCK, K. (1994): Diagenese und schwache Metamorphose im Helvetikum der Ostschweiz (Inkohlung und Illit-«Kristallinität»). – Diss. rhein.-westf. techn. Hochsch. Aachen.

ETTER, U. (1987): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. – Diss. Univ. Bern.

ETTER, U., FEHR, A., NABHOLZ, W., STAUB, T., WYSS, R. & ZIEGLER H.-J. (2010): Blatt 1214 Ilanz. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte *132*.

FERREIRO MÄHLMANN, R., PETROVA, T. V., PIRONON, J., STERN, W. B., GHANBAJA, J., DUBESSY, J. & FREY, M. (2002): Transmission electron microscopy study of carbonaceous material in a metamorphic profile from diagenesis to amphibolite facies (Bündnerschiefer, Eastern Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *82*/2, 253–272.

FLORINETH, D. & FROITZHEIM, N. (1994): Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *74*/3, 437–448.

FLORINETH, D. & SCHLÜCHTER, C. (1998): Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. – Eclogae geol. Helv. *91*/3, 391–407.

FRANKS, G.D. (1968): A study of Upper Paleozoic sediments and volcanics in the Northern part of the Eastern Aar massif. – Eclogae geol. Helv. *61*/1, 49–140.

FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): Metamorphic map of the Alps. 1:500 000. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *79*/1.

FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *79*/1, 135–154.

FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. – Eclogae geol. Helv. *73*/1, 173–203.

FOURNIER, M., JOLIVET, L., GOFFÉ, B. & DUBOIS, R. (1991): Alpine Corsica metamorphic core complex. – Tectonics *10*/6, 1173–1186.

FUNK, H. (1971): Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkakes und der Altmannschichten in der Säntis-Churfirsten-Gruppe (Nordostschweiz). – Eclogae geol. Helv. *64*/2, 345–434.

— (1985): Mesozoische Subsidenzgeschichte im Helvetischen Schelf der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *78*/2, 249–272.

GILLET, P. & GOFFÉ, B. (1988): On the significance of aragonite occurrence in the Western Alps. – Contrib. Mineral. Petrol. *99*/1, 70–81.

GISLER, C., HOCHULI, P., RAMSEYER, K., BLÄSI, H. & SCHLUNEGGER, F. (2007): Sedimentological and palynological constraints on the basal Triassic sequence in Central Switzerland. – Swiss J. Geosci. *100*/2, 263–272.

GOFFÉ, B. & CHOPIN, C. (1986): High-pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *66*/1, 41–52.

GOFFÉ, B., GOFFÉ-URBANO, G. & SALIOT, P. (1973): Sur la présence d'une variété magnésienne de la ferrocarpholite en Vanoise (Alpes françaises): sa signification probable dans le métamorphisme alpin. – C.R. Acad. Sci. Paris *277*, 1965–1968.

GOFFÉ, B., MICHARD, A., GARCIA-DUEÑAS, V., GONZALEZ-LODEIRO, F., MONIÉ, P., CAMPOS, J., GALINDO-ZALDIVAR, J., JABALOY, A., MARTINEZ-MARTINEZ, J.M. & SIMANCAS, J.F. (1989): First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). – Europ. J. Mineral. *1*, 139–142.

GOFFÉ, B. & OBERHÄNSLI, R. (1992): Ferro- and magnesiocarpholite in the «Bündnerschiefer» of the eastern Central Alps (Grisons and Engadine window). – Europ. J. Mineral. *4*/4, 835–838.

GOUFFON, Y. (EDITOR) (2024): Tectonic Map of Switzerland 1:500 000, Explanatory notes. – Federal Office of Topography swisstopo, Wabern.

GROSHONG, R.H. JR., PFIFFNER, O.A. & PRINGLE, L.R. (1984): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. – J. struct. Geol. *6*/1–2, 5–18.

GSELL, R. (1918): Beitrag zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. – Jber. natf. Ges. Graub. [N.F.] *58*, 127–202.

HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock-glaciers. – Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Hydrol. Glaziol. Zürich *77*, 142.

HAMMER, W. (1923): Blatt 5245 Nauders. – Geol. Spezkarte Repub. Österr. 1:75 000, Erläut., Geol. Bundesanst., Wien.

HANTKE, R. (1970): Die spätwürmeiszeitlichen Stadien auf der schweizerischen Alpennordseite. – Eiszeitalter u. Gegenwart *21*, 71–80.

HEIM, ALB. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi–Windgällengruppe (2 Bde. u. Atlas). – Schwabe, Basel.

— (1921): Geologie der Schweiz (Bd. 2a). – Tauchnitz, Leipzig.

HEIM, ARN. (1916): Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe, Dritter Teil: Stratigraphie der Unteren Kreide und des Jura. Zur Lithogenesis. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/III.

HELBLING, R., BAESCHLIN, C.F., HÄRRY, H. & KREBS, J. (1948): Photogeologische Studien, im Anschluss an geologische Kartierungen in der Schweiz, insbesondere der Tödikette. – Orell Füssli, Zürich.

HÖGL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – Haupt, Bern/Stuttgart.

HÜGI, T. (1941): Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *21*/1, 1–120.

IVY-OCHS, S., POSCHINGER, A. VON, SYNAL, H.-A. & MAISCH, M. (2009): Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland. – Geomorphology *103*/1, 104–112.

JÄCKLI, H. (1941): Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. *34*/1, 17–105.

— (1944): Zur Geologie der Stätzerhornkette. – Eclogae geol. Helv. *37*/1, 1–30.

JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. & KOPP, J. (1923): Geologie der Adula. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *51*.

JORDI, U. (1986): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch. – Diss. Univ. Bern, Geographica Bernensia *G 27*, 1–168.

JUNG, W. (1963): Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs (zwischen Plaun la Greina und Versam). – Eclogae geol. Helv. *56*/2, 653–754.

KAHLE, H.-G., GEIGER, A., BÜRKI, E., GUBLER, U., MARTI, B., WIRTH, M., ROTHACHER, W., GURTNER, W., BEUTLER, G., BAUERSIMA, I. & PFIFFNER, O.A. (1997): Recent crustal movements, geoid and density distribution: Contribution from integrated satellite and terrestrial measurements. – In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps. Results of NRP 20 (p. 251–259). – Birkhäuser, Basel.

KEMPF, O. & PFIFFNER, O.A. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – Basin Res. *16*, 549–567.

KIRCHEN, E. (1993): Wenn der Berg stürzt. Das Bergsturzgebiet zwischen Chur und Ilanz. – Terra Grischuna, Chur.

KUGLER, C. (1987): Die Wildegg-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum: ein Vergleich. – Diss. Univ. Zürich.

KUPFERSCHMID, C. (1977): Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe. – Eclogae geol. Helv. *70*/1, 1–58.

KÜRSTEINER, P., PFIFFNER, O.A. & SOOM, M. (2022): Mineralien im UNESCO-Weltnaturerbe und Geopark Sardona. – FormatOst, Schwellbrunn.

LAGMAY, A.M.F., ESCAPE, C.M., YBAÑEZ, A.A., SUAREZ, J.K. & CUARESMA, G. (2020): Anatomy of the Naga City landslide and comparison with historical debris avalanches and analog models. – In: PFIFFNER, O.A., HERMANNS, R.L., DAVIES, T.R. & CLAGUE, J.J. (Ed.): Rock Avalanches. – Front. Earth Sci. *8*. doi:10.3389/feart.2020.00312

LAMBERT, A. (1971): Geologie des Gebietes zwischen Stelli und Untervaz (Calanda-Gruppe). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

LETSCH, D., WINKLER, W., QUADT, A. VON & GALLHOFER, D. (2015): The volcano-sedimentary evolution of a post-Variscan intramontane basin in the Swiss Alps (Glarus Verrucano) as revealed by zircon U–Pb age dating and Hf isotope geochemistry. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.) *104*/1, 123–145.

LÖPFE, R. & WOHLWEND, S. (2024): Blatt 1175 Vättis, mit Westteil von Blatt 1176 Schiers. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. *178*.

LÖW, S. (1987): Die Tektono-metamorphe Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *161*.

MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologie und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – Phys. Geogr. *3*.

– (1987): Zur Gletschergeschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. – Geogr. Helv. *87*/2, 63–71.

MILCH, L. (1896): Beiträge zur Kenntnis des Verrucano (2. Teil). – Veit, Leipzig.

MILNES, A. G. & PFIFFNER, O. A. (1977): Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *70*/1, 83–95.

MILNES, A. G. & SCHMUTZ, H.-U. (1978): Structure and history of the Suretta nappe (Pennine zone, Central Alps) – a field study. – Eclogae geol. Helv. *71*/1, 19–33.

MIRON, G. D., WAGNER, T., WÄLLE, M. & HEINRICH, C. A. (2013): Major and trace-element composition and pressure-temperature evolution of rock-buffered fluids in low-grade accretionary-wedge metasediments, Central Alps. – Contrib. Mineral. Petrol. *165*/5, 981–1008.

MOHR, H. (1992): Der helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide. – Diss. ETH Zürich.

NABHOLZ, W. K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. – Eclogae geol. Helv. *38*/1, 1–119.

– (1954): Neue Beobachtungen im Bergsturzgebiet südlich von Reichenau-Tamins (Graubünden). – Verh. natf. Ges. Basel *65*/1, 67–81.

– (1975): Geologischer Überblick über die Schiefersackung des mittleren Lugnez und über das Bergsturzgebiet Ilanz–Flims–Reichenau–Domleschg. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *42*/101, 37–54.

NÄNNY, P. (1948): Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plaessur. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, Ser. C, *130*.

NICOLUSSI, K., SPÖTL, C., THURNER, A. & REIMER, P. J. (2015): Precise radiocarbon dating of the giant Köfels landslide (Eastern Alps, Austria). – Geomorphology *243,* 87–91.

NIELSON, E. (2002): Chur, Marsöl. Eine spätpaläolithische Fundstelle im Bündner Rheintal. – Jber. archäol. Dienst Graub. u. Denkmalpflege Graub. *2002*, 48–72.

NIGGLI, E. & NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). – Eclogae geol. Helv. *58*/1, 335–368.

OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R. ENGI, M., GOFFÉ, B., GOSSO, G., HANDY, M., HÖCK, V., KOLLER, F., LARDEAUX, J.-M., POLINO, R., ROSSI, P., SCHUSTER, R., SCHWARTZ, S. & SPALLA, M. I. (2004): Metamorphic structure of the Alps. In: OBERHÄNSLI, R. (ED.): Explanatory note to the map «Metamorphic structure of the Alps, 1:1000000». – Mitt. österr. mineral. Ges. *149*.

OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R. & GOFFÉ, B. (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 Pogante (p. 221–239). – Boll. Mus. reg. Sci. nat. Torino *13*, Suppl. 2.

– (2003): Comment to «Chloritoid composition and formation in the eastern Central Alps: a comparison between Penninic and Helvetic occurrences». – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *83*/1, 341–344.

OBERHOLZER, J. (1920): Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50 000. – Geol. Spezkarte *63*.

– (1933): Geologie der Glarneralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *28*.

PANTIĆ, N. & GANSSER, A. (1977): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern. – Eclogae geol. Helv. *70*/1, 59–81.

PANTIĆ, N. & ISLER, A. (1978): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). – Eclogae geol. Helv. *71*/3, 447–465.

– (1981): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). – Eclogae geol. Helv. *74*/3, 1063–1072.

PAVONI, N. (1968): Über die Entstehung der Kiesmassen im Bergsturzgebiet von Bonaduz–Reichenau (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. *61*/2, 494–500.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, II. Bd. – Leipzig.

PERSAUD, M. & PFIFFNER, O. A. (2004): Active deformation in the eastern Swiss Alps: postglacial faults, seismicity and surface uplift. – Tectonophysics *385*/1–4, 59–84.

PETROVA, T.V., FERREIRO MÄHLMANN, R., STERN, W. B. & FREY, M. (2002): Application of combustion and DTA-TGA analysis to the study of metamorphic organic matter. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *82*/1, 33–53.

PFIFFNER, O. A. (1972): Geologische Untersuchungen beidseits des Kunkelspasses zwischen Trin und Felsberg. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

– (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahlevetikum der Ostschweiz. – Diss ETH Zürich 5911.

– (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *71*/1, 61–84.

– (1985): Displacements along thrust faults. – Eclogae geol. Helv. *78*/2, 313–333.

– (2015): Geologie der Alpen (3. Aufl.). – Haupt, Bern.

– (2016): Basement-involved thin-skinned and thick-skinned tectonics in the Alps. – Geol. Mag. *153*/5–6, 1085–1109.

– (2022): The Flims rock avalanche: structure and consequences. – Swiss J. Geosci. *115*/24, doi.org/10.1186/s0.0015-022-00424-x.

PFIFFNER, O. A. & HITZ, L. (1997): Geologic interpretation of the seismic profiles of the Eastern Traverse (lines E1–E3, E7–E9): Eastern Swiss Alps. – In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps. Results of NRP 20 (p. 73–100). – Birkhäuser, Basel.

PFIFFNER, O. A., IVY-OCHS, S., MUSSINA, Z., AARON, J., STEINEMANN, O., VOCKENHUBER, C. & AKÇAR, N. (2023): The Tamins rock avalanche (Eastern Switzerland): timing and emplacement processes. – Landslides *20*/5, 877–899.

PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER S. & STECK, A. (1997): Deep structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20. – Birkhäuser, Basel.

PFIFFNER, O. A., SCHLUNEGGER, F. & BUITER, S. J. H. (2002): The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal processes. – Tectonics *21*/2, doi:10.1029/2000TC900039.

PIPEROFF, C. (1897): Geologie des Calanda. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *7*.

POLLET, N. & SCHNEIDER, J.-L. M. (2004): Dynamic disintegration processes accompanying the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). – Earth Planet. Sci. Lett. *221*/1–4, 434–448.

POSCHINGER, A. VON (2005): Der Flimser Bergsturz als Staudamm. – Bull. angew. Geol. *10*/1, 33–47.

– (2006): Weitere Erkenntnisse und weitere Fragen zum Flimser Bergsturz. – Bull. angew. Geol. *11*/2, 35–43.

POSCHINGER, A. VON & HAAS, U. (1997): Der Flimser Bergsturz, doch ein warmzeitliches Ereignis? – Bull. angew. Geol. *2*/1, 35–46.

POSCHINGER, A. VON & KIPPEL, T. (2009): Alluvial deposits liquefied by the Flims rock slide. – Geomorphology *103*/1, 50–56.

POSCHINGER, A. VON & RÜEGG, T. (2012): Die Churer Tomahügel, ein besonderes Zeugnis der Landschaftsgenese. – Jber. natf. Ges. Graub. *117*, 93–100.

POSCHINGER, A. VON, WASSMER, P. & MAISCH, M. (2006): The Flims rock slide; history of interpretation and new insights. In: EVANS, S. G., SCARASCIA-MUGNOZZA, G., STROM, A. & HERMANNS, R. L. (Ed.): Massive rock slope failure (p. 347–375). – Springer, Dordrecht.

PREUSSER, F., GRAF, H. R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – J. Quatern. Sci. *60*/2–3, 282–305.

PRIMAS, M. (1979): Archäologische Untersuchungen in Tamins GR: Die spätneolithische Station «Crestis». – Jb. schweiz. Ges. Ur- u. Frühgeschichte *62*, 13–27.

PROBST, P. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *153*.

RAGETH, J. (1976): Fundbericht Tamins «Crestis». – Jb. schweiz. Ges. Ur- u. Frühgeschichte *59*.

– (2000): Kleine Urgeschichte Graubündens. – Archäol. Schweiz *23*/2, 32–46.

– (2002): Urgeschichte Graubündens im Überblick. – In: SÖLDER, W. (Ed.): Zeugen der Vergangenheit: Archäologisches aus Tirol und Graubünden (S. 87–123). – Tiroler Landesmuseum, Innsbruck.

RAHN, M. K., STEINMANN, M. & FREY, M. (2002): Chloritoid composition and formation in the eastern Central Alps: a comparison between Penninic and Helvetic occurrences. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *82*/2, 409–426.

RAUCHENSTEIN-MARTINEK, K. (2014): Metamorphic fluid history along a cross section through the Central Alps: Constraints from LA-ICPMS analysis of fluid inclusions and Ar-Ar geochronology. – PhD Thesis ETH Zürich.

RAUMER, J. F. VON, BUSSY, F., SCHALTEGGER, U., SCHULTZ, B. & STAMPFLI, G. M. (2013): Pre-Mesozoic Alpine basements – Their place in the European Paleozoic framework. – Bull. geol. Soc. Amer. *125*/1–2, 89–108.

RAUMER, J. F. VON, BUSSY, F. & STAMPFLI, G. M. (2009): The Variscan evolution in the External massifs of the Alps and place in their Variscan framework. – C. R. Geosci. *341*/2–3, 239–252.

REMENYIK, T. (1959): Geologische Untersuchungen der Bergsturzlandschaft zwischen Chur und Rodels. – Eclogae geol. Helv. *52*/1, 177–235.

SAHLI, S. (1991): Geologische Untersuchungen im Infrahelvetikum bei Trin (GR). – Lizentiatsarb. Univ. Bern (unpubl.).

SCHELLER, E. (1970): Geophysikalische Untersuchungen zum Problem des Taminser Bergsturzes. – Diss. ETH Zürich 4560.

– (1971): Beitrag zum Bewegungsverhalten grosser Bergstürze. – Eclogae geol. Helv. *64*/1, 195–202.

SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – GeoKarten 500, Bundesamt f. Landestopogr., swisstopo, Wabern.

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.

SCHMID, S. M., RÜCK, P. & SCHREURS, G. (1990): The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). – Mém. Soc. géol. France [n.s.] *156*, 263–287.

SCHNEIDER, J.-L., POLLET, N., CHAPRON, E., WESSELS, M. & WASSMER, P. (2004): Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. – Sediment. Geol. *169*/1–2, 75–91.

SCHNEIDER, J.-L., WASSMER, P., LEDÉSERT, B. (1999): La fabrique interne des dépôts du sturzstrom de Flims (Alpes suisses): caractéristiques et implications sur les mécanismes de transport. – C. R. Acad. Sci. (Paris), Ser. IIA, Earth planet. Sci. *328*/9, 607–613.

SCHOLZ, D. (2018): Sedimentologische Rekonstruktion der Ausbruchsflut infolge des Flimser Bergsturzes in den potenziellen Bonaduzer See. – Masterarb. TU München (unpubl.).

SCHREURS, G. (1991): Structural analysis of the Schams Nappes and adjacent tectonic units in the Penninic Zone (Grisons, SE-Switzerland). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *283*.

– (1993): Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units: implications for the orogenic evolution of the Pennine zone in eastern Switzerland. – Bull. Soc. géol. France *164*, 415–435.

SEIFERT, M. (2013): Den Jägern auf der Spur – Mittelsteinzeit bei Crestis, Tamins. – Archäol. Graub. *1*, 123–127.

SIEGENTHALER, C. (1974): Die Nordhelvetische Flysch-Gruppe im Sernftal (Kt. Glarus). – Diss. Univ. Zürich.

STAUB, W. (1910): Die Tomalandschaft im Rheintal von Reichenau bis Chur. – Jber. geogr. Ges. Bern *22*, 1–28.

STEINMANN, M. (1994): Die nordpenninischen Bündnerschiefer der Zentralalpen Graubündens: Tektonik, Stratigraphie und Beckenentwicklung. – Diss. ETH Zürich 10668.

STRASSER, A. (1972): Geologische Untersuchungen am Südabfall des Ringelspitzes. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

STREIFF, V., JÄCKLI, H. & NEHER, V. (1976): Blatt 1235 Andeer. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *56*.

SWISSTOPO (2024): Tectonic Map of Switzerland 1:500 000. – Federal Office of Topography swisstopo, Wabern.

TBA [Tiefbauamt Graubünden] (2007): H19 Oberalpstrasse, Umfahrung Flims. – Informationsblatt Tiefbauamt Graubünden *77*.

THEYE, T., SEIDEL, E. & VIDAL, O. (1992): Carpholite, sudoite and chloritoid in low-grade high-pressure metapelites from Crete and the Peloponnese, Greece. – Europ. J. Mineral. *4*, 487–507.

THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau–Lenzerheide–Oberhalbstein. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *144*.

TOLWINSKI, K. (1910): Die Grauen Hörner. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *55*/3–4, 331–390.

TRÜMPY, R. (1944): Geologie der südlichen Hausstockgruppe. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. *79*/1, 1–193.

VERNON, A.J., BEEK, P.A. VAN DER, SINCLAIR, H.D. & RAHN, M.K. (2008): Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database. – Earth Planet. Sci. Lett. *270*/3–4, 316–329.

VÖGELI, S., GALSTER, F. & WIEDERKEHR, M. (2013): Blatt 1233 Greina. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. *136*.

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.

VUAGNAT, M. (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *97*.

WANG, H., FREY, M. & STERN, W.B. (1996): Diagenesis and metamorphism of clay minerals in the Helvetic Alps of eastern Switzerland. – Clays and Clay Miner. *44*/1, 96–112.

WARTBURG, J. VON, IVY-OCHS, S., AARON, J., MARTIN, S., LEITH, K., RIGO, M., VOCKENHUBER, C., CAMPEDEL, P. & VIGANÒ, A. (2020): Constraining the age and source area of the Molveno landslide deposits in the Brenta Group, Trentino Dolomites (Italy). – In: PFIFFNER, O.A., HERMANNS, R.L., DAVIES, T.R. & CLAGUE, J.J. (Ed.): Rock Avalanches. – Front. Earth Sci. *8*. doi:10.3389/feart.2020.00164.

WASSMER, P., SCHNEIDER, J.-L., POLLET, N., SCHMITTER-VOIRIN, C. (2004): Effects of the internal structure of a rock-avalanche dam on the drainage mechanism of its impoundment, Flims sturzstrom and Ilanz paleo-lake, Swiss Alps. – Geomorph. *61*/1–2, 3–17.

WEH, M. (1998): Tektonische Entwicklung der penninischen Sediment-Decken in Graubünden (Prättigau bis Oberhalbstein). – Diss. Univ. Basel.

WEH, M. & FROITZHEIM, N. (2001): Penninic cover nappes in the Prättigau half-window (Eastern Switzerland): Structure and tectonic evolution. – Eclogae geol. Helv. *94*/2, 237–252.

WIEDERKEHR, M. (2009): From subduction to collision: a combined metamorphic, structural and geochronological study of polymetamorphic metasediments at the NE edge of the Lepontine dome (Swss Central Alps). – PhD Thesis Univ. Basel.

WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., SCHMID, S.M. & BERGER, A. (2008): From subduction to collision: thermal overprint of HP/LT meta-sediments in the north-eastern Lepontine Dome (Swiss Alps) and consequences regarding the tectono-metamorphic evolution of the Alpine orogenic wedge. – Swiss J. Geosci. *101*, Suppl. 1, 127–155.

WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., ZIEMANN, M.A., BERGER, A. & SCHMID, S.M. (2011): 3-D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). – Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rdsch.) *100*/5, 1029–1063.

WIEDERKEHR, M., SUDO, M., BOUSQUET, R., BERGER, A. & SCHMID, S.M. (2009): Alpine orogenic evolution from subduction to collisional thermal overprint: The $^{40}Ar/^{39}Ar$ age constraints from the Valaisan Ocean (Central Alps). – Tectonics *28*/6, TC6009. doi:10.1029/2009TC002496.

WINKLER, W. (2024): The North Penninic Bündnerschiefer and Flysch of the Prättigau (Swiss Alps) revisited. – Swiss J. Geosci. *117*/4, doi.org/10.1186/s00015-024-00454-7.

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

— (2011): Blatt 1214 Ilanz. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. *132*.

WYSS, R., JÄCKLI, H., BURLA, S. & STREIFF, V. (2017): Blatt 1215 Thusis. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte *154*.

WYSS, R. & WIEDERKEHR, M. (2017): Blatt 1215 Thusis. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. *154*.

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 Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2024.

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500 000

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 3 Zürich–Glarus, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.
Blatt 4 St. Gallen–Chur, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1959.
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 VON DER LINTH, G. THEOBALD, A. BALTZER & K. VON FRITSCH, 1885.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 132 Ilanz (LK 1214), von U. ETTER, A. FEHR, W. NABHOLZ, T. STAUB, R. WYSS & H.-J. ZIEGLER, 2010.
Nr. 154 Thusis (LK 1215), von R. WYSS, H. JÄCKLI, S. BURLA & V. STREIFF, 2017.
Nr. 173 Elm (LK 1174), von B. DEN BROK, R. CADUFF, H. SCHIELLY, S.-D. NIO & Y. KUNZ, 2021.
Nr. 178 Vättis (LK 1175), von R. LÖPFE, S. WOHLWEND & R. BROGGI, 2024.

Geologische Spezialkarten

Nr. 18 Geologische Karte des Calanda, 1:50 000, von C. PIPEROFF, 1897.
Nr. 50 Geologische Karte der Glarner-Alpen, 1:50 000, von J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910.
Nr. 63 Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50 000, von J. OBERHOLZER, 1920.
Nr. 94A Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt A: Arosa, 1:25 000, von J. CADISCH, 1922.
Nr. 94C Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt C: Lenzerhorn, 1:25 000, von R. BRAUCHLI & T. GLASER, 1924.
Nr. 120/3 Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda, 1:25 000, Blatt 3 Segnespass, von R. HELBLING, 1948.
Nr. 120/4 Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda, 1:25 000, Blatt 4 Vättis, von R. HELBLING, 1948.
Nr. 128/5 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, Blatt 38 Panixerpass, von O. A. PFIFFNER, J. G. RAMSAY & S. M. SCHMID, 2010.

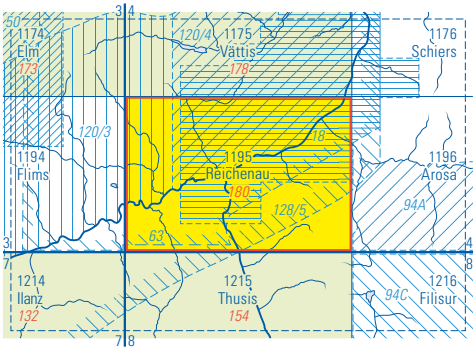


Fig. 80: Publizierte geologische Karten mit offizieller topographischer Grundlage.

Weitere geologische Karten, mit z.T. vereinfachter topographischer Grundlage (Auswahl)

Gs GSELL, R. (1918): [Geologische] Karte der Schuttablagerungen im Gebiet Reichenau–Ilanz, 1:50000. In: Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. – Jber. natf. Ges. Graub. [N.F.] *58*.

Gu GUTERSLOH, H. (1968): Zusammenfluss von Vorder- und Hinterrhein und prähistorische Bergsturzmassen bei Flims, 1:50000. In: Nordostschweiz und Graubünden. – Atlas der Schweiz, eidg. Landestopographie, Wabern-Bern.

He HEIM, ALB. (1891): Kartenskizze der Terrassen am Hinterrhein im Gebiete Rhäzüns, Bonaduz und Reichenau, ca. 1:25000. In: Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – Beitr. geol. Karte Schweiz *25*.

Ho HOEK, H. (1906): Geologische Karte des zentralen Plessurgebirges, 1:50000. In: Das zentrale Plessurgebirge. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. *16*.

T TARNUZZER, C. (1898): [Karte der] Erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden–Parpan, 1:50000. In: Die erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden–Parpan nebst Bemerkungen über das krystallinische Konglomerat in der Parpaner Schwarzhornkette. – Jber. natf. Ges. Graub. [N.F.] *41*.

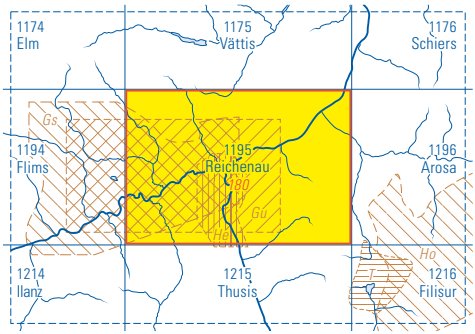
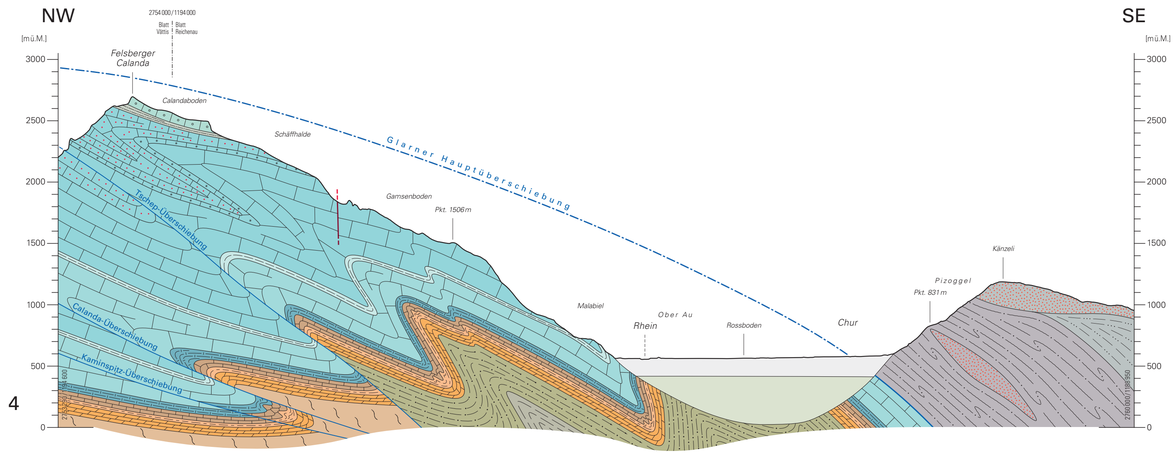
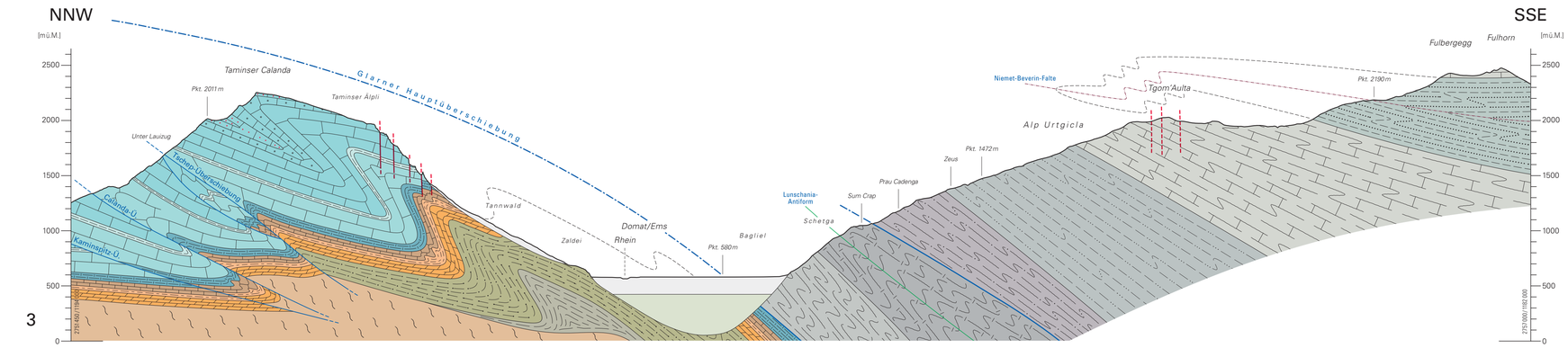


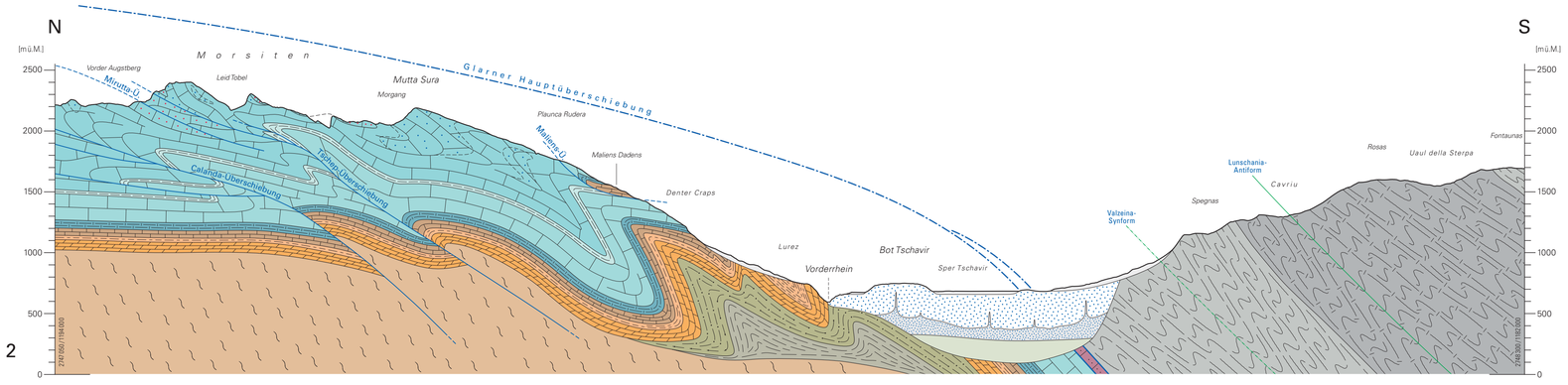
Fig. 81: Publizierte geologische Karten mit zum Teil vereinfachter topographischer Grundlage.

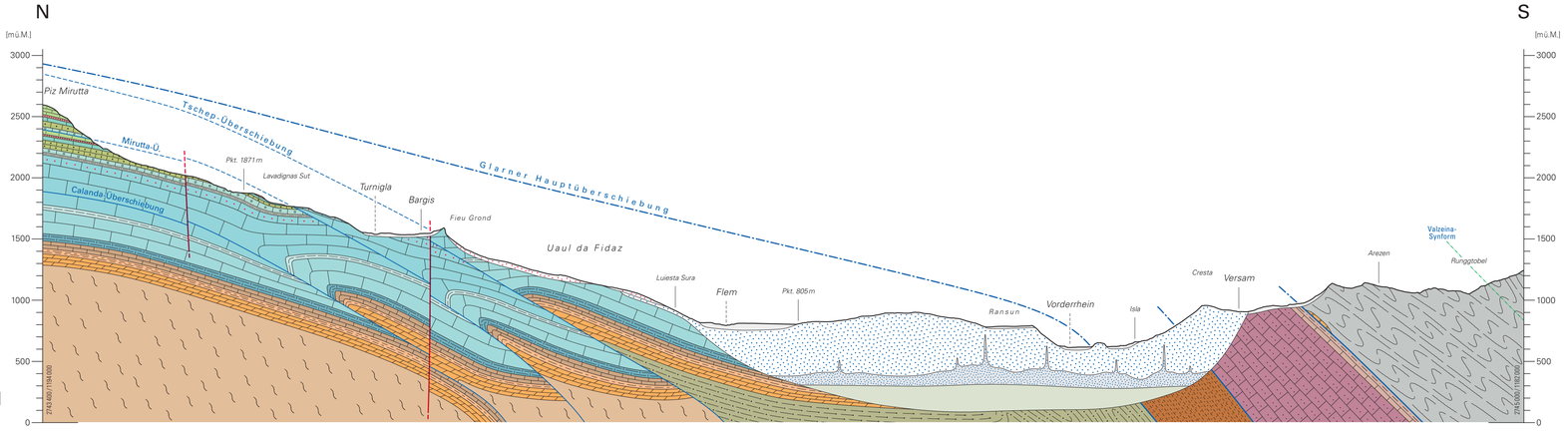
BEILAGE

Tafel I Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Reichenau 1:25000





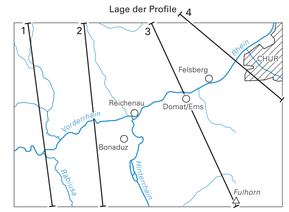




Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Reichenau

von

O. Adrian Pfiffner und Roland Wyss



Quartär

- Lockergesteine i.Allg., Rheinschotter
- Bergsturzmasse von Bargis
- Bergsturzmasse von Flims
- Bonaduz-Formation
- Glazilakustrische und glazifluviatile Sedimente

Unterpenninikum

Tomül-Decke

Kreide Späte:
- Carnusa-Formation
- Nolla-Kalkschiefer
- Nolla-Tonschiefer
- Quarzsandstein

Kreide Frühe:
- Bärenhorn-Formation
- Quarzsandstein

Grava-Decke

Trias | Kreide:
- Tonschiefer
- Kalkschiefer
- Serizitphyllit

Oberhelvetikum

Piora-Peiden-Schuppenkomplex

Früher Jura:
- Inferno-Formation
- Stgir-Formation

Glarner Deckenkomplex

Perm:
- Verrucano-Gruppe, undiff.

Unterhelvetikum

Aar-Massiv

Autochthone und parautochthone Sedimentgesteine

Kreide Späte:
- Seewen-Formation
- Garschella-Formation
- Schrattenkalk-Formation (inkl. Tierwis-Formation)
- Helvetischer Kieselkalk
- Öhrli-Formation (inkl. Betlis-Formation)
- Zementstein-Formation

Jura Später:
- Tros-Kalk
  - Korallen führender Kalk
  - «Malmbrekzien»
  - «Oberer Quintner Kalk»
  - «Mergelband»
  - «Unterer Quintner Kalk»

  } Quinten-Formation
- Schilt-Formation

Trias Mitt | Späte:
- Bommerstein- und Reischiben-Formation
- Quarten-Formation
- Röti- und Mels-Formation

Spät- bis postvariszische Metasedimente und Vulkanite

Spät Karbon – Früh. Perm:
- Plattenzug-Formation
- Bifertengrätli-Formation

Prävariszisches Kristallin

?Archaikum – Paläozoikum:
- Tamina-Gneiskomplex

- Bruch, Verwerfung, Scherzone
- Überschiebung 1. Ordnung, Deckengrenze
- Überschiebung 2. Ordnung, Schuppengrenze
- Achsenebenenspur einer Antiform F4
- Achsenebenenspur einer Synform F4
- Achsenebenenspur einer Falte F3

Massstab 1:25 000

0 1 2 km

© 2025 Bundesamt für Landestopografie swisstopo, CH-3084 Wabern