

1212 Amsteg

Erläuterungen

CHRISTIAN GISLER

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2018

160

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

1:25 000

1212 Amsteg

Erläuterungen

55 Textfiguren, 1 Tabelle und 1 Tafelbeilage

verfasst von
CHRISTIAN GISLER

2018



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

GISLER, C., HUBER, W., NIGGLI, E., EUGSTER, H.P., GNOS, E., RIESEN, D. & FREI, B. (2018): Blatt 1212 Amsteg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 160.

Erläuterungen

GISLER, C. (2018): Blatt 1212 Amsteg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 160.

Titelbilder

Umschlag

Chrüzlistock-Migmatit. Dunkle Dioritschollen in granitoider Matrix (Diatexit). Südwestlich des Chrüzlistocks. Foto C. Gisler.

Karte

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

Erläuterungen

Migmatitischer Schollenamphibolit. Schollen aus gebändertem Amphibolit in einer leukokraten, massigen quarz- und feldspatreichen Matrix. Nördliches Bachufer des Chärstelenbachs zwischen der Talstation der Golzerenbahn und Acherli. Foto C. Gisler.

Herausgeber

© 2018, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40097-6

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	5
Zusammenfassung	6
Resumaziun	7
Riassunto	8
Résumé	10
Summary	11
Einführung	14
Stratigraphie und Petrographie	16
Unterhelvetikum	16
Aar-Massiv	16
Prävariszisches Kristallin	16
Prä- bis frühvariszische Metasedimente und Metavulkanite	43
Frühvariszische Intrusiva	45
Mittelvariszische Intrusiva	55
Spät- bis postvariszische Metasedimente und Vulkanite	59
Spät- bis postvariszische Intrusiva	70
Ganggesteine	91
Tektonite	95
Oberhelvetikum	99
Tavetsch-Decke	99
Prävariszisches Kristallin	100
Ganggesteine	106
Tektonite	107
Gotthard-Decke	108
Autochthone Sedimentgesteine	108
Quartär	110
Pleistozän	111
Holozän	118
Tektonik	134
Tektonische Einheiten	134
Brüche, Scherzonen	146
Klüftung	147
Tektonometamorphe Entwicklung	149
Kaledonischer Zyklus und ältere Relikte	149
Variszischer Zyklus	150
Alpiner Zyklus	152
Spät- und postalpine Phasen	160
Hydrogeologie	163
Mineralische Rohstoffe	165
Technische Geologie	173
Historische Objekte	179
Literaturverzeichnis	181
Publizierte geologische Karten	195

VORWORT

Das Blatt Nr. 160 Amsteg des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 und die dazugehörigen Erläuterungen stellen eine aktuelle und detaillierte Bestandsaufnahme der geologischen Verhältnisse am Übergangsbereich zwischen dem unterhelvetischen Aar-Massiv und der oberhelvetischen Tavetsch- und Gotthard-Decke dar.

Basierend auf einer von Prof. Dr. T. Labhart zusammengestellten Auswahl von Originalkartierungen erarbeitete Dr. M. Wiederkehr 2009–2010, unterstützt von Prof. Dr. T. Labhart, für das Projekt GeoCover eine erste Kompilation des Atlasblatts Amsteg. Eine komplette Überarbeitung dieser Kompilation erfolgte 2013–2016 im Auftrag der Landesgeologie durch dipl. Geol. C. Gisler unter der Verwendung der Kartierungen von E. Niggli† (1940–1943), W. Huber† (1940–1945), H. P. Eugster† (1947–1950), D. Riesen (1986–1987), E. Gnos (1987–1988) und B. Frei (1997–1998). Die vorliegenden Erläuterungen wurden von dipl. Geol. C. Gisler verfasst.

Die Karte und die Erläuterungen wurden im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission, koordiniert von Prof. Dr. N. Mancktelow, von Prof. Dr. A. Berger, PD Dr. J. Abrecht, Dr. F. Renner und dipl. Geol. S. Vögeli wissenschaftlich begutachtet. Weitere wichtige Beiträge lieferten Prof. Dr. T. Labhart, Dr. E. Gnos, Dr. F. Schenker und dipl. Geol. D. Riesen. Die AlpTransit Gotthard AG stellte umfangreiches Kartenmaterial für die Erarbeitung der GeoCover-Kompilation zur Verfügung.

Die Redaktion der Erläuterungen erfolgte durch Dr. M. Wiederkehr, das Lektorat durch Dr. R. Burkhalter. Die Übersetzung der Zusammenfassung ins Rätomanische, Italienische und Französische erfolgte durch Prof. Dr. A. Pfiffner, MSc A. Vandelli (geosfera sagl) und Dr. A. Morard (swisstopo). Dr. L. Reynolds (swisstopo) überarbeitete die englische Übersetzung der Zusammenfassung. Die kartografischen Arbeiten führten Dr. R. Caduff (Caduff Kartographie, Luzern) sowie R. Trüssel und B. Reber (beide swisstopo) aus. Die Textfiguren und die Tafel mit den geologischen Profilen wurden von R. Casty und Dr. M. Wiederkehr grafisch bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete B. Holzmayr (alle swisstopo).

Die Geologische Landesaufnahme dankt den Autoren und allen Beteiligten für die geleistete Arbeit, ihre Beiträge und die Weitergabe von Informationen.

September 2018

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Amsteg umfasst grösstenteils präalpines Kristallin des Aar-Massivs, dessen nördlicher Teil von polymetamorphen prävariszischen Gneisen, Migmatiten, Schiefern und Amphiboliten aufgebaut wird. Diese Kristallgesteine wurden von drei Gebirgsbildungen geprägt, die in höchst unterschiedlichem Masse ihre Spuren hinterlassen haben: der kaledonischen im Ordovizium, der variszischen im Karbon und der alpinen im Känozoikum. Früh- bis postvariszische Intrusiva, die aufgrund ihres Bildungsalters drei unterschiedlichen Intrusionszyklen zugeordnet werden können, sind im Karbon – Frühen Perm in das prävariszische Kristallin eingedrungen und dominieren vor allem im zentralen und südlichen Aar-Massiv. Hervorzuheben sind dabei der Zentrale Aare-Granit als grösster Intrusivkörper des Aar-Massivs, dessen nordöstliches Ende im Kartengebiet aufgeschlossen ist, und der Pardatschas-Granit, der im Rahmen der vorliegenden Karte als Teil der spät- bis postvariszischen Intrusiva interpretiert wurde, sowie der Givv-Syenit. Die frühkarbonische Val-Gliems-Formation sowie die spätkarbonische Intschi- und Tscharren-Formation erstrecken sich als geringmächtige, steilstehende vulkanosedimentäre Gesteinsabfolgen parallel zum Streichen des Aar-Massivs und stellen ein fundamentales Element für die interne strukturelle Gliederung desselben dar. Entlang tiefgreifender Überschiebungen wurden diese ehemals an beziehungsweise nahe der Erdoberfläche gebildeten Gesteine teilweise tief – im Falle der Intschi- und der Tscharren-Formation bis auf das Niveau des Gotthard-Basistunnels – ins Kristallin eingeschuppt. Zudem lieferten deren geometrischen Beziehungen zu den Intrusiva wichtige Hinweise für die Rekonstruktion der früh- bis postvariszischen Entwicklung des Aar-Massivs.

Der Südrand des Aar-Massivs wird von tektonisch stark deformierten Gesteinen der Clavaniev-Zone gebildet, die nördlich des Vorderrheintals die Grenze zwischen dem Aar-Massiv und der vorwiegend aus prävariszischem, lokal migmatitischem Paragneis bestehenden Tavetsch-Decke markiert. Die permokarbonischen bis frühjurassischen Gesteine der Urseren-Garvera-Zone stellen die autochthone Sedimentbedeckung der Gotthard-Decke dar, die gerade noch die Südostecke des Kartengebiets streift.

Quartärgeologisch beachtenswert sind einerseits die gut dokumentierten Spuren der Letzten Vergletscherung, die vom letzteiszeitlichen Maximum über die spät- und postglazialen Stadien bis zum heutigen Gletscherschwund mit seinen Begleiterscheinungen reicht, und andererseits das Urner Reusstal, in welchem epigenetische Talbildungen sowie spätglaziale Seeablagerungen eines durch eine Bergsturzmasse aufgestauten Sees zu finden sind. Innerhalb des Kartengebiets befinden sich zudem mehrere grossräumige Sackungs- und Hakenwurfgebiete. Hervorzuheben ist in diesem Zusammenhang der Südrand des Aar-Massivs, wo aufgrund starker tektonischer Deformation Anisotropien im Gestein geschaffen wurden, die parallel zur Talachse des Vorderrheintals verlaufen und somit das

gravitative Abgleiten von Gesteinsmassen begünstigen. Unter anderen ist das sehr gut untersuchte Sackungsgebiet von Cuolm da Vi nördlich von Sedrun zu erwähnen.

Das Maderanertal und das Vorderrheintal zählen aufgrund der starken alpinen Überprägung und dem damit verbundenen Reichtum an alpinen Zerrklüften zu den bedeutendsten Fundgebieten von Kluftmineralen der Schweizer Alpen. In der Nordwestflanke des Bristen und westlich der Reuss bei Intschi wurden im 16. bis 18. Jahrhundert in mehreren Stollen und Gruben die Erzvorkommen zur Gewinnung von Blei, Kupfer und Zink abgebaut. Im Zusammenhang mit dem Bau und Betrieb der Gotthardbahn entwickelte sich um die Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert im Urner Reusstal zwischen Göschenen und Gurtellen das wichtigste Granitabbaugebiet der Schweiz.

Entlang der Gotthardachse – einer der bedeutendsten Alpentransversalen – sind in den letzten beiden Jahrhunderten im Urner Reusstal ingenieurgeologisch bemerkenswerte Bauwerke im sowohl topographisch als auch geotechnisch anspruchsvollen Gelände erstellt worden. Die Bergstrecke der Gotthardbahn, die Gotthardautobahn und der im Juni 2016 in Betrieb genommene Gotthard-Basis-tunnel, dessen Trasse das Kartengebiet unterquert, sind Meisterwerke der Ingenieurskunst.

RESUMAZIUN

Il fegl da l'atlas geologic Amsteg cumpiglia per gronda part crappa cristallina prealpina dal massiv da l'Aar. La part dal nord da quest massiv consista da gnais, migmatits, schists ed amfibolits polimetamorphs da vegliadetgna prevarisca. Questa crappa cristallina è marcada da trais eveniments da furmazium da muntognas (orogenesas): l'orogenesa caledonica en l'ordovicium, l'orogenesa varisca en il carbon e l'orogenesa alpina en il cainozoicum. Las restanzas da quellas trais orogenesas èn differentas. En la part centrala e meridiunala dal massiv da l'Aar pon ins distinguer trais fasas d'intrusium da granits da distinguer durant l'orogenesa varisca dal temp dal carbon e dal perm tempriv. Degns da vegnir menziunads èn il Granit Central da l'Aar en il chantun al nordost da la charta, il Granit da Pardatschas ed il Sienit da Giuv. Il Granit da Pardatschas è vegnì interpretà sco intrusium varisca finala fin postvarisca. La furmazium Val Gliems dal carbon tempriv e las furmaziums Intschi e Tscharren dal carbon tardiv consistan da sediments vulcanoclastics che s'extendan sco rasada satiglia per lung dal massiv da l'Aar. Sco talas preschentan ellas in element fundamental per estructurar quest massiv. Las furmaziums èn vegnidadas depoidas datiers da la surfatscha da la terra ed èn sunter sfrundradas per lung da ruttadiras inversas en gronda profunditad – en cas da las furmaziums Intschi e Tscharren fin il nivel dal tunnel da basa dal Gottard. Ultra da quai furneschon el-

las arguments geometricas per sclerir l'evoluziun varisca e postvarisca dal massiv da l'Aar.

A l'ur meridiunal dal massiv da l'Aar ed al nord dal Rain Anteriu sa chatta la zona da Clavaniev cun crappa fitg defurmada. Ella marca il cunfin tranter il massiv da l'Aar e la stresa dal Tujetsch che consista da gnais, schists e migmatits da vegliadetgnas prevariscas. Ils sediments da la zona Ursera-Garvera dal temp permocarbon – fin giura tempriv èn restanzas da la cuvrida autoctona da la stresa dal Gottard. Ils sediments da questa stresa èn gist visibel al chantun sidost da la charta.

Remartgabels èn ils fastizs cler e nets da la davosa surglatschada. Els cumpiglian il maximum da questa surglatschada tant sco ils stadis dal temp glazial tardiv e dal temp postglazial e perfin il regress dals glatschers cun ses fenomens secundars. En Ursera datti valladas traversalas epigeneticas e sediments lacusters d'in lai dal temp glazial tardiv retgnids d'ina bova da crappa. A l'intern da la charta existan numerusas sbuvadadas che pertutgan era la grippa. Da punctuar è l'ur meridiunaldal massiv da l'Aar, nua che anisotropias en il grip, furmadas en connex cun la defurmaziun tectonica, favuriseschan moviments gravitativs. Per lung da fracturas parallelas al Rain Anteriu s'avran sfessas, uschia che entirs blocs da grippa sa glischnan. Da menziunar è la regiun dal Cuolm da Vi al nord da Sedrun/Camischol, nua che sfendaglias profundas dattan perditga dal moviment actual.

La Val Maderana e la Surselva èn ritgas da sfessas emplenidas cun minerals e cristals pervia da la defurmaziun da la crappa en connex cun la furmaziun da la chadaina alpina. Sin la costa nordvest dal Bristen ed al vest da la Reuss ad Intschi èn vegnids minads en il 16avel e 18avel tschientaner en gallarias e minieras minerals metallics per explotar plum, arom e zinc. Cun construir e metter en funcziun la viafier dal Gottard la fin dal 19avel e l'entschatta dal 20avel tschientaner daventa quest intschess la regiun principala per explotar granit.

Per lung da l'axa dal Gottard – ina da las traversas alpinas principalas – èn vegnidas construidas ils davos dus tschientaners ovras da construcziun remartgablas en in territori pretensius dal punct da vista topografic e geotecnic. Il tschancun da muntogna, l'autostrada ed il tunnel da basa dal Gottard che traversa la charta èn capodovras da l'inschigneria.

RIASSUNTO

Il territorio del foglio Amsteg è costituito principalmente dal basamento cristallino pre-alpino del massiccio dell'Aar, la cui parte settentrionale comprende gneiss, migmatiti, scisti e anfiboliti polimetamorfici pre-varisici. Queste rocce cristalline racchiudono, in misura molto diversa, le tracce di tre catene montuose che si sono succedute: gli orogeni caledoniano nell'Ordoviciano, varisico nel Carbonifero e alpino nel Cenozoico. Nelle parti centrale e meridionale del massiccio

dell'Aar, rocce intrusive eo- o post-varisiche si sono messe in posto nel basamento pre-varisico durante tre cicli di età differenti tra il Carbonifero e il Primo Permiano. Citiamo qui il Granito centrale dell'Aar, corpo intrusivo più importante del massiccio dell'Aar, la cui terminazione nord-orientale affiora sul territorio della carta; il Granito del Piz Pardatschas, interpretato in questo lavoro come intrusione tardi- a post-varisica; nonché la Sienite del Piz Giuv. La formazione del Val Gliems (primo Carbonifero) e le formazioni d'Intschi e del Tscharren (tardo Carbonifero) sono di origine vulcano-sedimentaria e si presentano sotto forma di bande strette e verticalizzate, di direzione parallela all'allungamento del massiccio dell'Aar. Esse costituiscono un elemento fondamentale della strutturazione interna del massiccio. Queste rocce, formate inizialmente in prossimità della superficie terrestre, sono state trascinate in profondità attraverso zone di importanti sovrascorrimenti, nelle quali il massiccio è stato scomposto in scaglie. Le formazioni d'Intschi e del Tscharren sono giunte fino al livello del tunnel di base del Gottardo. Inoltre le relazioni geometriche delle rocce vulcano-sedimentarie con le rocce intrusive portano indicazioni preziose per ricostruire la storia da eo- a post-varisica del massiccio dell'Aar.

Il margine meridionale del massiccio dell'Aar è costituito dalle rocce fortemente tettonizzate della zona di Clavaniev, la quale segna, a nord della valle del Reno anteriore, il limite tra il massiccio dell'Aar e la Falda di Tavetsch. Quest'ultima è formata principalmente da paragneiss pre-varisici, localmente migmatitici. Le rocce da permo-carbonifere a primo-giurassiche della zona d'Urseren-Garvera rappresentano la copertura sedimentaria au-toctona della Falda del Gottardo e sono appena presenti nell'angolo sud-est della carta.

La geologia del Quaternario è dominata da una parte dalle forme e dai depositi dell'Ultimo Periodo Glaciale – con le tracce ben visibili dell'Ultimo Massimo Glaciale, degli stadi tardi- e post-glaciali, nonché del ritiro dei ghiacciai attuale – e d'altra parte, dalla valle della Reuss urana, dove si riconoscono valli epigenetiche e depositi lacustri tardi-glaciali accumulati in un lago di sbarramento conseguente ad una frana. Sul territorio cartografato si trovano pure numerose regioni affette da fenomeni di scosciamento e di piegamento a uncino, in particolare sul margine meridionale del massiccio dell'Aar, dove la forte deformazione tettonica ha indotto in seno alle rocce un'anisotropia parallela all'asse della valle del Reno anteriore, favorendo così lo scivolamento gravitativo delle masse rocciose. Questo fenomeno è stato molto ben studiato a nord di Sedrun, nel settore scosceso di Cuolm da Vi.

La Maderanental e la valle del Reno anteriore, fortemente colpite dalla deformazione alpina, racchiudono fessure mineralizzate che contano tre le più importanti delle Alpi svizzere. Minerali di piombo, rame e zinco sono stati sfruttati tramite gallerie e a cielo aperto dal XVI al XVIII secolo nel fianco nord-ovest del Bristen e a ovest della Reuss a Intschi. Il più grande sito di estrazione di granito della Svizzera si sviluppò a cavallo del XIX e del XX secolo nella valle della Reuss

urana tra Göschenen e Gurtellen, in concomitanza con la costruzione e lo sfruttamento della line ferroviaria del Gottardo.

Notevoli lavori di ingegneria sono stati realizzati durante questi ultimi due secoli nella valle della Reuss urana, lungo l'asse del Gottardo – una delle più importanti trasversali alpine – e questo in terreni che presentano difficoltà sia topografiche che geotecniche. La tratta ferroviaria di montagna del Gottardo, l'autostrada del Gottardo e il tunnel di base del Gottardo messo in servizio in giugno 2016, i cui tracciati attraversano il territorio cartografato, costituiscono veri capolavori d'ingegneria.

RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Amsteg est constitué en grande partie par le socle cristallin pré-alpin du massif de l'Aar, dont la partie septentrionale comprend des gneiss, des migmatites, des schistes et des amphibolites polymétamorphiques pré-varisques. Ces roches cristallines renferment, à des degrés divers, les traces de trois chaînes de montagnes successives, à savoir les orogènes calédonienne à l'Ordovicien, varisque au Carbonifère et alpine au Cénozoïque. Dans les parties centrale et méridionale du massif de l'Aar, des roches intrusives éo- à post-varisques se sont mises en place dans le socle pré-varisque selon trois cycles d'âges différents entre le Carbonifère et le Permien précoce. Citons ici le Granite central de l'Aar – corps intrusif le plus important du massif de l'Aar, dont la terminaison nord-orientale affleure sur le territoire de la carte –, le Granite du Piz Pardatschas – interprété dans ce travail comme intrusion tardi- à post-varisque –, ainsi que la Syénite du Piz Giuv. La Formation du Val Gliems (Carbonifère précoce) et les Formations d'Intschi et du Tscharren (Carbonifère tardif), toutes trois d'origine volcano-sédimentaire, sont présentes sous forme de bandes étroites et redressées, de direction parallèle à l'allongement du massif de l'Aar. Elles constituent un élément fondamental de la structuration interne du massif. Ces roches, formées initialement à proximité de la surface terrestre, ont été entraînées en profondeur au niveau d'importants chevauchements lors de l'écaillage du massif – jusqu'au niveau du tunnel de base du Gothard dans le cas des Formations d'Intschi- et du Tscharren. D'autre part, leurs relations géométriques avec les roches intrusives apportent de précieuses indications pour reconstruire l'histoire éo- à post-varisque du massif de l'Aar.

La bordure méridionale du massif de l'Aar est constituée par les roches fortement tectonisées de la zone de Clavaniev, qui marque, au nord de la vallée du Rhin antérieur, la limite entre le massif de l'Aar et la nappe du Tavetsch. Cette dernière est formée principalement de paragneiss pré-varisques, localement migmatitiques. Les roches permo-carbonifères à jurassiques précoces de la zone d'Urseren-Gar-

vera représentent la couverture sédimentaires autochtone de la nappe du Gothard, apparaissant encore juste dans le coin sud-est du territoire de la carte.

La géologie du Quaternaire est dominée d'une part par les formes et dépôts de la Dernière Période Glaciaire – avec les traces bien visibles du Dernier Maximum Glaciaire, des stades tardi- et post-glaciaires, ainsi que du retrait actuel des glaciers –, et d'autre part par la vallée de la Reuss uranaise, où l'on reconnaît des vallées épigénétiques et des dépôts lacustres tardi-glaciaires accumulés dans un lac de barrage suite à un éboulement. Plusieurs régions affectées par des phénomènes de tassement et de fauchage des couches se trouvent également sur le territoire cartographié, tout particulièrement à la bordure méridionale du massif de l'Aar, où la forte déformation tectonique a induit une anisotropie parallèle à l'axe de la vallée du Rhin antérieur au sein des roches, favorisant ainsi le glissement gravitatif des masses rocheuses. Ce phénomène a été très bien étudié au nord de Sedrun, dans le secteur tassé de Cuolm da Vi.

Le Maderanertal et la vallée du Rhin antérieur, fortement affectées par la déformation alpine, recèlent des fissures minéralisées qui comptent parmi les plus importantes des Alpes suisses. Des minerais de plomb, de cuivre et de zinc ont été exploités par galerie et à ciel ouvert du 16^{ème} au 18^{ème} siècles dans le flanc nord-ouest du Bristen et à l'ouest de la Reuss à Intschi. Le plus grand site d'extraction de granite de Suisse se développa au passage du 19^{ème} au 20^{ème} dans la vallée de la Reuss uranaise entre Göschenen et Gurtellen, en lien avec la construction et l'exploitation de la ligne ferroviaire du Gothard.

Des travaux d'ingénierie remarquables ont été réalisés ces deux derniers siècles dans la vallée de la Reuss uranaise, le long de l'axe du Gothard – l'une des transversales alpines les plus importantes –, et ce dans des terrains présentant des difficultés aussi bien topographiques que géotechniques. La ligne de faite du Gothard, l'autoroute du Gothard et le tunnel de base du Gothard mis en service en juin 2016, dont les tracés traversent le territoire cartographié, sont des chefs-d'œuvre d'ingénierie.

SUMMARY

The area of the Amsteg Atlas sheet comprises primarily pre-Alpine crystalline basement of the Aar Massif whose northern parts consists of polymetamorphic pre-Variscan gneisses, migmatites, schists and amphibolites. These crystalline basement rocks have been overprinted by three orogenic cycles which left their traces in completely different ways: the Caledonian at Ordovician, the Variscan at Carboniferous and the Alpine at Cenozoic times. Early to post-Variscan intrusive rocks, attributed to three different intrusive cycles based on their formation age, intruded the pre-Variscan crystalline basement in the Carboniferous – Early Permi-

an and dominate particularly in the central and southern Aar Massif. Noteworthy are the Central Aar Granite as the largest intrusive body of the Aar massif, whose northeastern end outcrops in the area of the map, and the Pardatschas Granite, which has been interpreted in the context of the present map sheet as a part of the late to post-Variscan intrusive rocks, as well as the Givv Syenite. The Early Carboniferous Val Gliems Formation as well as the Late Carboniferous Intschi and Tscharren Formations extend along the strike of the Aar Massif as thin, steeply inclined volcano-sedimentary sequences and represent a fundamental element of the Aar Massif's internal structural subdivision. These sequences, which were formed at or near the earth's surface, are now located within the crystalline basement along deep-reaching thrusts – in the case of the Intschi and Tscharren Formations, as far as the level of the Gotthard Base Tunnel. In addition, their geometric relationships to the intrusive rocks provide important clues for the reconstruction of the early to post-Variscan evolution of the Aar Massif.

The southern border of the Aar Massif is formed by tectonically strongly deformed rocks of the Clavaniev Zone which, north of the Vorderrheintal, marks the boundary between the Aar Massif and the predominantly pre-Variscan, locally migmatitic, paragneiss of the Tavetsch Nappe. The Permocarboniferous to Lower Jurassic rocks of the Urseren-Garvera Zone represent the autochthonous sedimentary cover of the Gotthard Nappe which just touches the southeastern corner of the map area.

Noteworthy from a quaternary point of view is on one hand, the well documented record of the Last Ice Age ranging from the clearly visible features of the Last Glacial Maximum (LGM) to the late to postglacial stages and finally to the present-day glacial retreat and its noticeable phenomena, and on the other hand, the Urner Reusstal in which epigenetic valleys and late glacial lake deposits of a lake dammed by a rockslide mass are found. In addition, several large-scale areas with block-glide as well as flexural toppling are located within the map area. Noteworthy in this context is the southern border of the Aar Massif, where – due to strong tectonic deformation – anisotropies in the rocks were formed parallel to the axis of the Vorderrheintal and which facilitate gravitationally induced sliding of rock masses. Amongst others, the well-studied block-glide mass of the Cuolm da Vi north of Sedrun may be mentioned.

The Maderanertal and Vorderrheintal are two of the most important areas for cleft minerals in the Swiss Alps, this due to a wealth of Alpine mineralised clefts linked to the strong Alpine overprint. From the 16th to 18th century, ore deposits were mined in the northwestern flank of the Bristen as well as west of the Reuss near Intschi. These were extracted by means of galleries and pits for the exploitation of lead, copper and zinc. The Urner Reusstal between Göschenen and Gurtellen became the most important region of granite quarrying in Switzerland due to the construction and operation of the Gotthard Summit Railway Tunnel at the turn of the 19th century.

Notable constructions in the field of engineering geology were created in both topographically and geotechnically challenging terrain during the past two centuries along the Gotthard transit axis which represents one of the most important trans-alpine routes. Specific examples, which represent masterpieces in engineering, include the Gotthard Motorway, the mountain section of the Gotthard Railway as well as the Gotthard Base Tunnel which was opened in June 2016.

EINFÜHRUNG

Geographische Übersicht

Das Gebiet von Blatt Amsteg des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 umfasst einen Ausschnitt aus dem Gebirgszug im Grenzbereich der Kantone Uri und Graubünden, der nordöstlich des Oberalppasses die Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten der Reuss und des Vorderrheins bildet. Im Nordwesten verläuft auf etwa 8 km Länge das Urner Reusstal durch das Kartengebiet, im Südosten auf etwa 7 km Länge das Vorderrheintal (Surselva). Beide Täler sind tief eingeschnitten und werden von den höchsten Gipfeln des dazwischenliegenden Gebirgszugs um 2000 bis 2800 m überragt. Die bekanntesten und höchsten Erhebungen des Kartengebiets sind der Oberalpstock/Piz Tgietschen mit 3327 m ü.M., der Piz Giuv/Schattig Wichel mit 3096 m ü.M. und der Bristen mit 3072 m ü.M. Der tiefste Punkt liegt nördlich von Amsteg, wo die Reuss den nördlichen Kartengebietsrand schneidet, auf gut 500 m ü.M.

Das Maderanertal, ein bedeutendes West-Ost streichendes Seitental, zweigt bei Amsteg vom Urner Reusstal nach Osten ab. Im Kartengebiet liegen dessen unterer und mittlerer Teil; der obere, in den Hüfifirn übergehende Teil erstreckt sich auf das nördlich anschliessende Gebiet von Blatt Schächental. Vom Hauptkamm des Gebirgszugs ausgehend verlaufen mehrere Längstäler nach Norden und Süden. Zum Einzugsgebiet der Reuss gehören das Fellital, das Etlizli und das Brunnital, zum Einzugsgebiet des Vorderrheins das Val Val, das Val Giuv, das Val Mila, das Val Strem, das Val Segnas, das Val d'Acletta und das Val Clavianev.

Das Gebiet von Blatt Amsteg ist allgemein nur dünn besiedelt. Die grössten Siedlungen sind Gurtellen, Intschi, Amsteg und Bristen im Reussgebiet sowie Rueras, Camischolas, Sedrun, Segnas und Acletta im Vorderrheingebiet (Surselva). Die Sprachgrenze zwischen dem Rätoromanischen (Sursilvan) und dem Deutschen folgt der Kantonsgrenze zwischen Uri und Graubünden.

Geologische Übersicht

Das Kartengebiet zeigt einen fast vollständigen Querschnitt durch das östliche Aar-Massiv. Im Norden sind mit dem Erstfeld- und dem Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex zwei weit gegen Westsüdwesten verfolgbare Einheiten des prävariszischen Kristallins vertreten. In den Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex eingeschaltet ist mit der Intschi-Formation eine an der Grenze Karbon/Perm gebildete vulkanosedimentäre Gesteinsabfolge. Südlich des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes folgt mit dem Zentralen Aar-Granit der grösste Intrusivkörper des Aar-Massivs. Dieser weist im westlichen Teil des Kartengebiets noch

eine Breite von gegen 7 km auf, wird dann aber rasch schmaler und endet schliesslich im Brunnital östlich des Oberalpstocks. Damit nimmt er im östlichen Aar-Massiv nicht mehr dieselbe geologisch und landschaftlich prägende Rolle ein wie im westlichen und zentralen Aar-Massiv. An seine Stelle treten einerseits mit der Tscharren- und der Val-Gliems-Formation zwei weitere vulkanosedimentäre Gesteinsabfolgen, andererseits kommen zahlreiche kleinere Intrusivkörper wie der Giuv-Syenit, der Tödi-Granit, der Düssi-Diorit, der Brunni-Granit oder der Rossbodenstock-Diorit vor. Südlich des Zentralen Aar-Granits folgen mit dem Strem- und dem Pardatschas-Granit sowie dem Bugnei-Granodiorit weitere Intrusivkörper.

In den Hängen nördlich des Vorderrheintals verläuft in einem als Clavianev-Zone bezeichneten, bis über hundert Meter breiten, meist schlecht aufgeschlossenen Streifen der Übergang vom Aar-Massiv zur Tavetsch-Decke. Von letzterer ist ein etwa 2 km breiter Querschnitt östlich von Sedrun im Kartengebiet anstehend; bestehend aus einem in der ganzen Decke vorherrschenden prävariszischen, teilweise migmatitischen Paragneis. Die südlich an die Tavetsch-Decke anschliessenden Sedimentgesteine der Urseren-Garvera-Zone repräsentieren die autochthone Sedimentbedeckung der Gotthard-Decke und sind nur auf einer Fläche von wenigen Hektaren in der Südostecke des Kartengebiets aufgeschlossen.

Die Lockergesteinsbedeckung besteht vorwiegend aus spät bis postglazialen Moränen sowie Hangschutt. Das Maderaner- und das Vorderrheintal weisen ausgedehnte Hakenwurf- und Sackungsgebiete auf. Im Urner Reusstal wurden auf dem Abschnitt Amsteg–Gurtellen beim Bau der Gotthardautobahn (Autobahn A2) epigenetische Talbildungen sowie spätglaziale Seeablagerungen nachgewiesen, die eine wechselvolle Landschaftsgeschichte des Gebiets aufzeigen.

Das Aar-Massiv und die Tavetsch-Decke wurden bei der alpinen Gebirgsbildung tektonisch stark überprägt. Beide Einheiten erfuhren eine bedeutende Einengung in Nord-Süd-Richtung. Dabei wurden die bestehenden Spuren älterer Gebirgsbildungen zum Teil verwischt. Die vorherrschenden Strukturen verlaufen daher heute mehrheitlich im alpinen Westsüdwest-Ostnordost-orientierten Streichen. Nur im nördlichen Teil des Kartengebiets sind verbreitet Nord-Süd streichende präalpine Strukturen erhalten geblieben.

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

Die lithostratigraphischen Bezeichnungen und der Aufbau der Kartenlegende basieren auf der für die Geologische Spezialkarte Nr. 129 «Geological Map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes» (BERGER et al. 2017a, b) erarbeiteten tektonischen und lithostratigraphischen Gliederung sowie der daraus abgeleiteten harmonisierten Nomenklatur. Aufgrund von neuen, auf Feldbefunden basierenden Interpretationen wurde diese lithostratigraphische Gliederung im Gebiet von Blatt Amsteg durch zusätzliche Kartiereinheiten erweitert und in einzelnen Fällen aufgrund lithologischer und chronostratigraphischer Neubeurteilungen angepasst. Letzteres betrifft den Strem- und den im Kartengebiet erstmalig als Teil der früh- bis postvariszischen Intrusiva interpretierten Pardatschas-Granit (S. 70ff.).

UNTERHELVETIKUM

AAR-MASSIV

Prävariszisches Kristallin

Das polymetamorphe prävariszische Kristallin des Aar-Massivs – in der Literatur meist mit dem Sammelbegriff «Altkristallin» bezeichnet – wird im Gebiet von Atlasblatt Amsteg von Norden nach Süden in die Erstfeld-, die Sustenhorn- und die Ausserberg-Avat-Zone gegliedert (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»; LABHART et al. 2015a, b, BERGER et al. 2017a, b). In dieses prävariszische Kristallin sind im Frühen Karbon bis Frühen Perm die früh- bis postvariszischen Intrusiva eingedrungen, wobei der Zentrale Aare-Granit als grösster Intrusivkörper über weite Strecken die Kernzone des Aar-Massivs bildet (LABHART 1977). Bei der Platznahme der Intrusiva gelangten Teile des Magmas bis an die damalige Erdoberfläche und wurden dort als Vulkanite und vulkanoklastische Gesteine abgelagert (SCHENKER 1986). Das prävariszische Kristallin dominiert im nördlichen Teil des Kartengebiets: die Erstfeld-Zone in der nordwestlichen Kartengebietsecke und die sich vom Urner Reusstal über das Etzli bis ins obere Madaranertal erstreckende Sustenhorn-Zone. Die südlich des Zentralen Aare-Granits vorkommenden Einschaltungen von prävariszischen Kristallingesteinen werden ebenfalls der Sustenhorn-Zone zugeordnet. Die Ausserberg-Avat-Zone bildet als geringmächtiger Zug den Südrand des Aar-Massivs und erstreckt sich vom südlichen Kartengebietsrand bis in die Gegend nördlich von Sedrun.

AUSSERBERG-AVAT-ZONE

Die südlich des Zentralen Aare-Granits und des Strem-Granits vorkommende schmale Zone aus prävariszischen Gneisen und granitoiden Gesteinen im südlichen Aar-Massiv wurde in der Geologischen Spezialkarte Nr. 129 (BERGER et al. 2017a, b) neu als Ausserberg-Avat-Zone bezeichnet. Diese Bezeichnung ersetzt die in der Literatur geläufigen Begriffe «Südlicher Granitgneis» und «Südliche Gneiszone» (s. Übersicht in ABRECHT 1994, GUNTLI et al. 2016). Aufgrund neuer, im Rahmen der geologischen Aufnahme gewonnener Erkenntnisse musste die Ausserberg-Avat-Zone, wie sie in BERGER et al. (2017a) definiert wurde, hinsichtlich geographischer Ausdehnung und lithologischer Zusammensetzung angepasst werden: a) Der im Gebiet von Atlasblatt Amsteg innerhalb dieser Zone die Hauptmasse bildende Gärsthorn-Gneiskomplex wird in der vorliegenden Arbeit neu als Teil der früh- bis postvariszischen Intrusiva interpretiert und als Pardatschas-Granit bezeichnet (S. 74ff.). b) Der aus Paragneis bestehende Sogn-Placi-Gneiskomplex tritt im Kartengebiet nicht mehr auf. Der nordwestlich von Sedrun sowie im Gotthard-Basistunnel vorkommende Paragneis weist eine ganz andere Charakteristik auf als derjenige weiter östlich im Val Sogn Placi (Atlasblatt Trun) und wird daher neu als eigenständige Einheit interpretiert und als Pulanera-Gneiskomplex bezeichnet.

G_p Pulanera-Gneiskomplex: z.T. gebänderter feinkörniger Biotitgneis bis -schiefer, lokal migmatitisch

Die neu als Pulanera-Gneiskomplex benannte Einheit aus prävariszischem Kristallin bildet im westlichen Kartengebiet den Südrand des Aar-Massivs. Die Bezeichnung Pulanera bezieht sich auf einen Flurnamen im gleichnamigen Tal nordöstlich von Rueras (bei Koord. 2698.900/1170.850), wo vergleichsweise gute Aufschlussverhältnisse vorliegen. Die Einheit wurde in der Literatur aufgrund ihrer Stellung am Südrand des Aar-Massivs als «Südliche Gneiszone» bezeichnet (ABRECHT 1994).

Der Pulanera-Gneiskomplex nimmt als schmaler Zug die unteren Tallagen nördlich des Vorderrheintals ein. Oberflächenaufschlüsse sind relativ spärlich, und das Gestein ist oft stark verwittert und versackt beziehungsweise von Hakenwurf geprägt. Östlich des Val Bugnei ist der Pulanera-Gneiskomplex nicht mehr aufgeschlossen.

Durch die im Rahmen der Erkundungs- und Ausbruchsarbeiten am Gotthard-Basistunnel geschaffenen zusammenhängenden Untertageaufschlüsse konnten die zuvor nur spärlichen Kenntnisse zum Pulanera-Gneiskomplex bedeutend erweitert werden (GUNTLI et al. 2016). Es handelt sich vorwiegend um einen Biotit- sowie einen Zweiglimmergneis mit Muskovit beziehungsweise Serizit als Heliglimmer mit heterogener Zusammensetzung und Struktur. Dominierend ist ein



Fig. 1: Feinkörniger schieferiger Gneis des Pulanera-Gneiskomplexes. Val Pulanera.
Foto C. Gisler.

bräunlicher feinkörniger, teilweise gebänderter, lagiger oder fein geschieferter Biotitgneis bis -schiefer (Fig. 1). Etwas seltener kommt ein mittelkörniger flaseriger Typ vor. Lokal ist ein migmatitisches Gefüge zu erkennen, das sich in weniger stark alpin überprägten Bereichen erhalten konnte.

Aufgrund der starken alpinen Deformation am Südrand des Aar-Massivs sind alpin neu gebildete Minerale wie feinkörniger Quarz, olivbrauner Biotit, Chlorit, Epidot, Klinozoisit und Kalzit die Hauptgemengteile. Linsen von Amphibolit, Serpentin oder Kalksilikatfels treten nur vereinzelt auf (SCHNEIDER AG 1993a). Im Gotthard-Basistunnel wurde lokal ein grauer flaseriger fein- bis grobkörniger, porphyrischer Granitgneis mit bis zu 2 cm grossen Einsprenglingen von Alkalifeldspat angetroffen (K+P 2010, GUNTLI et al. 2016).

Die Kontakte gegen Norden und Süden sind im Feld nicht aufgeschlossen. Im Gotthard-Basistunnel folgen südlich des Pulanera-Gneiskomplexes mit petrographisch scharfem Kontakt die stark tektonisierten Gesteine der Clavaniev-Zone, die als Metasedimentgesteine spätpaläozoischen Alters (Karbon-Perm) gedeutet werden (IG GBS 2012, 2015).

Über das Alter und die Entwicklungsgeschichte des Pulanera-Gneiskomplexes ist nichts Genaues bekannt; es wird jedoch ein sandiges bis sandig-mergeliges Ausgangsmaterial vermutet (SCHNEIDER AG 1993a). Aufgrund der lokalen migmatitischen Überprägung, der Ähnlichkeit mit prävariszischen Gesteinen im nördlichen Aar-Massiv wie auch der Einschaltungen von basischen, ultrabasischen und karbonatischen Linsen wird er als Teil des prävariszischen Kristallins eingestuft. Der nur im Gotthard-Basistunnel vorkommende Granitgneis wird als variszische Intrusion interpretiert (K+P 2010).

SUSTENHORN-ZONE

Die Bezeichnung Sustenhorn-Zone wurde erstmals in der Kartenlegende von Atlasblatt Meiental des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 für das prävariszische Kristallin zwischen dem Erstfeld-Gneiskomplex und dem Zentralen Aare-Granit verwendet (LABHART et al. 2015b). In der Geologischen Spezialkarte Nr. 129 (BERGER et al. 2017a) wurde die Sustenhorn-Zone etwas weiter gefasst und durch zusätzliche lithostratigraphische Einheiten des prävariszischen Kristallins, die geographisch etwa in derselben Position bezüglich des alpinen Streichens liegen, ergänzt. Der im Haslital im Gebiet von Atlasblatt Guttannen definierte Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex (ABRECHT & SCHALTEGGER 1988) ist die dominierende lithostratigraphische Einheit der Sustenhorn-Zone nördlich des Zentralen Aare-Granits und erstreckt sich vom Lötschental bis ins Val Russein. Die südlich beziehungsweise nordöstlich desselben auftretenden Gesteine der Sustenhorn-Zone lassen sich aufgrund petrographischer Merkmale in mehrere Einheiten unterteilen, die jedoch meist nicht weit nach Südwesten verfolgt werden können, da sie einerseits auskeilen beziehungsweise von den Intrusiva intrudiert wurden, und andererseits wegen starker tektonischer Überprägung und Ausdünnung nicht mehr gegeneinander abgrenzbar sind. Für die meisten dieser Einheiten wurden die oft missverständlichen alten Bezeichnungen (jeweils in Klammern und mit Anführungszeichen versehen; vgl. EUGSTER 1951, GUNTLI et al. 2016) durch neue ersetzt. Es sind dies von Norden nach Süden der Straligenstöckli-Gneiskomplex (BERGER et al. 2017a, «Nördlicher Granitgneis») sowie der im Rahmen der vorliegenden Kartierung neu definierte Chrüzlistock-Migmatit («Nördliche Schollenzone») und der Piz-Cuolmet-Gneiskomplex («Südliche Mischgesteinsserie»). Die innerhalb des Givv-Syenits vorkommenden Züge aus prävariszischem Kristallin lassen sich keiner der genannten Einheiten eindeutig zuordnen. Aufgrund petrographischer Ähnlichkeiten wurden sie in der vorliegenden Karte als Untereinheit des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes interpretiert.

Die Sustenhorn-Zone wird gegen Südosten durch die Intrusivkontakte der Haslital-Gruppe beziehungsweise weiter im Osten der Rötifirn-Gruppe scharf begrenzt. Die Abgrenzung zur Erstfeld-Zone im Nordwesten ist dagegen schwierig, da das prävariszische Kristallin mineralogisch und strukturell von jeweils sehr

ähnlichen Gesteinen aufgebaut wird. Als Hauptkriterium für die Grenzziehung dient das Auftreten der für den Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex charakteristischen Vorkommen von Schollenamphibolit (ABRECHT 1980). Auf dem vorliegenden Kartenblatt wurde daher der nördliche Talhang des Maderanertals – im Gegensatz zu früheren Kartierungen (z.B. BRÜCKNER & ZBINDEN 1987) – nicht zum Erstfeld-, sondern zum Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex gestellt. Als Grenze zwischen den beiden Einheiten wird die Fortsetzung eines beim Siglisfadgrätli (Atlasblatt Meiental) am Nordrand der Lötschental-Maderanertal-Zone nach Nordosten abzweigenden tektonischen Lineaments angesehen, welches bei Amsteg das Urner Reusstal quert und sich gegen Waldiberg in Richtung Chli Windgällen fortsetzt (S.137).

GM_{PC} Piz-Cuolmet-Gneiskomplex: fein- bis mittelkörniger gebänderter Serizit-Plagioklasgneis, häufig als Lagenmigmatit ausgebildet, Serizit-Chloritschiefer

Die als Piz-Cuolmet-Gneiskomplex neu benannte Einheit entspricht der in der früheren Literatur detailliert beschriebenen «Südlichen Mischgesteinsserie» (EUGSTER 1951). Die Einheit kann vom namensgebenden Piz Cuolmet im östlich angrenzenden Kartengebiet von Blatt Trun (Koord.2708.705/1181.575) nach Osten bis zum Tödi und nach Westen bis ins obere Val Strem verfolgt werden. Es handelt sich um einen meist gebänderten Gneis, der aus einem mesokraten, schiefrigen bis phyllitischen feinkörnigen Anteil besteht, welcher von leukokraten massigen Partien durchsetzt wird. Letztere durchziehen den schiefrigen Gneis in sehr unterschiedlicher Weise: in der Regel als Lagen, Bänke oder Bänder, weniger häufig als Linsen oder Augen, seltener in Form von Adern. Der leukokrate Anteil verleiht dem Gneis dadurch oft ein gebändertes Aussehen (Fig.2). Dieser Gesteinstyp kann vom östlichen Kartengebietsrand bis ins obere Brunnital verfolgt werden, wo Einschaltungen von Schollenmigmatit (Diatexit) den allmählichen Übergang in den Chrüzlistock-Migmatit darstellen.

Der mesokrate Anteil des Gneises wurde in der früheren Literatur als Paragneis, der aus Tonstein, kalkarmem Mergel und Sandstein hervorgegangen ist, interpretiert, der leukokrate Anteil als exogene Injektionen und Apophysen des benachbarten Tödi-Granits (EUGSTER 1951). Aus heutiger Sicht wird das Gestein als Lagenmigmatit (Metatexit) interpretiert, der als Folge einer partiellen Aufschmelzung (Anatexis) gebildet wurde. Der heutige Mineralbestand entstand nach der Migmatitbildung als Folge der späteren retrograden Überprägung.

Der mesokrate Anteil des Piz-Cuolmet-Gneiskomplexes weist ein breites Spektrum von grauen bis graugrünen, meist sehr feinkörnigen Gesteinen auf, welches Phyllit, Schiefer und Gneis umfasst. Hauptgemengteile des Phyllits sind Quarz, Serizit und Chlorit. Durch Abnahme des Gehalts an Schichtsilikaten und Beimengung von Feldspäten, vor allem Albit, geht der Phyllit in Schiefer und

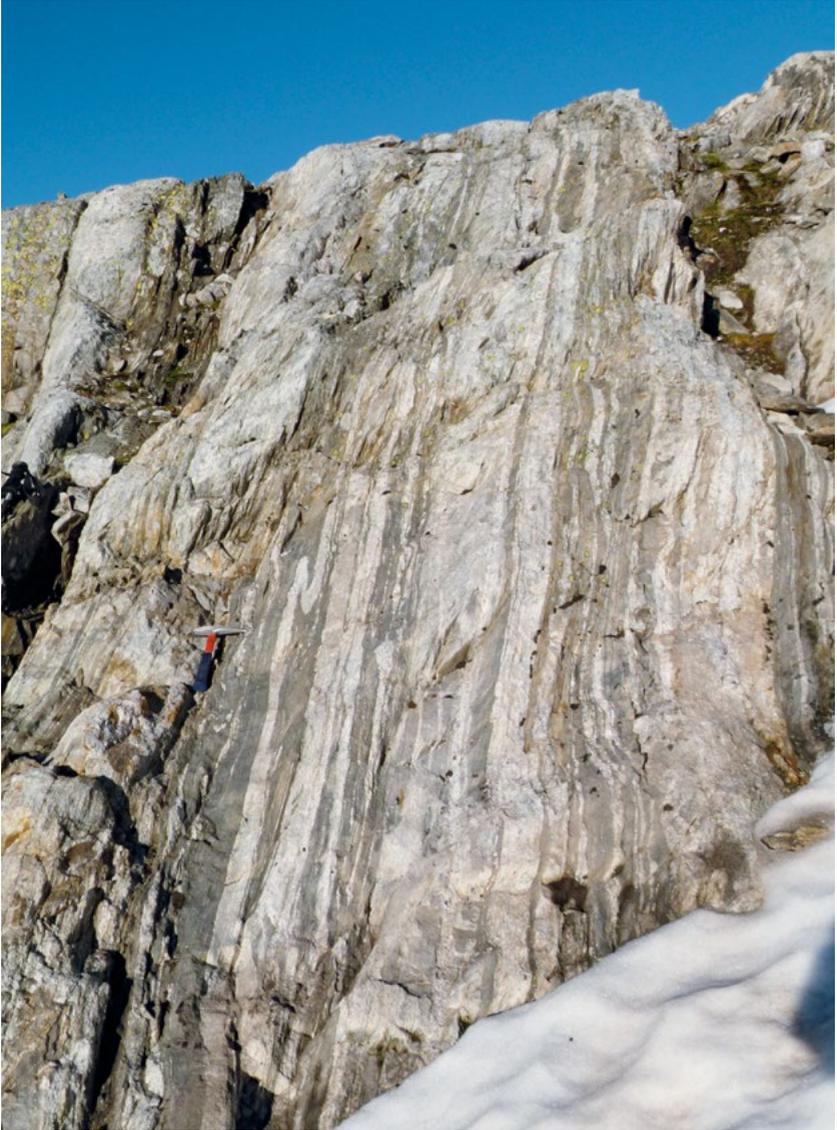


Fig. 2: Gebänderter Gneis des Piz-Cuolmet-Gneiskomplexes südlich des Gwasmets.
Foto C. Gislser.

Gneis über. Durch Überhandnehmen von Quarz kann lokal auch quarzitischer Gneis auftreten. Muskovit- und Biotitgneis kommen ebenfalls vor. Nebengemengteile sind Kalzit, Epidot, Zirkon, Rutil, Titanit und Erzminerale. Der leukokrate Anteil besteht hauptsächlich aus Quarz, Albit, Kalifeldspat und Serizit, untergeordnet treten Biotit, Epidot und Kalzit auf. Quarz bildet dabei ein polygonales Gefüge, in das einzelne Feldspatindividuen eingestreut sind. Der leukokrate Anteil ist meist mittelkörnig, bisweilen kann er aber auch ein pegmatitisches Gefüge mit Korngrößen von einigen Zentimetern erreichen.

Die mineralogische Zusammensetzung der Hauptgemengteile des mesokraten Anteils weist entsprechend der unterschiedlichen Ausprägung von Gneis bis Phyllit eine grosse Bandbreite auf (vgl. EUGSTER 1951): 40–80% Quarz, 10–60% Serizit, 0–45% Albit, 10–35% Chlorit, 0–20% Biotit, 0–15% Kalifeldspat und 0–10% Muskovit. Beim leukokraten Anteil ist die Bandbreite der mineralogischen Zusammensetzung der Hauptgemengteile etwas weniger gross: Quarz 50–60%, Serizit 10–30%, Albit 10–25% und Kalifeldspat 5–10%.

Am östlichen Kartengebietsrand, vor allem im Gebiet nordwestlich des Muota Cavrein (Koord. 2707.315/1180.125), überwiegt der mesokrate, mehrheitlich schiefrige bis phyllitische Anteil gegenüber dem leukokraten. Gegen Norden und Westen nimmt der leukokrate Anteil zu und der mesokrate wird vermehrt von Gneis gebildet.

Die Lagentextur beziehungsweise Schieferung des Gneises fällt überwiegend steil nach Südosten ein. An einzelnen Aufschlüssen sind komplexe, mehrfach verfaltete Strukturen zu beobachten, die auf eine mehrphasige Entwicklungsgeschichte hindeuten (Fig. 3). Über das Alter des Piz-Cuolmet-Gneiskomplexes ist nichts bekannt. Es existieren keine radiometrischen Altersbestimmungen.

A_{PC} Amphibolit

Im Kartenmassstab darstellbare Amphibolitvorkommen innerhalb des Piz-Cuolmet-Gneiskomplexes sind im Gebiet vom Atlasblatt Amsteg selten. Hervorzuheben sind einerseits ein Amphibolitzug von einigen Metern Breite nordnordwestlich der Cavardirashütte und andererseits dezimetermächtige Amphibolitlagen nordöstlich derselben. Generell verlaufen die Amphibolitvorkommen konkordant zur Bänderung des umgebenden Gneises.

GM_C Chrüzlistock-Migmatit: Schollenmigmatit mit granitischer Grundmasse und Schollen von gebändertem Gneis und Amphibolit

Als Chrüzlistock-Migmatit wird neu der in der Literatur als «Schollenzone südlich der nördlichen Gneise» (HUBER 1948) beziehungsweise beim Bau des Gotthard-Basistunnels als «Nördliche Schollenzone» (GUNTLI et al. 2016) genannte Gesteinszug bezeichnet. Auf dem südlich angrenzenden Atlasblatt Oberalppass

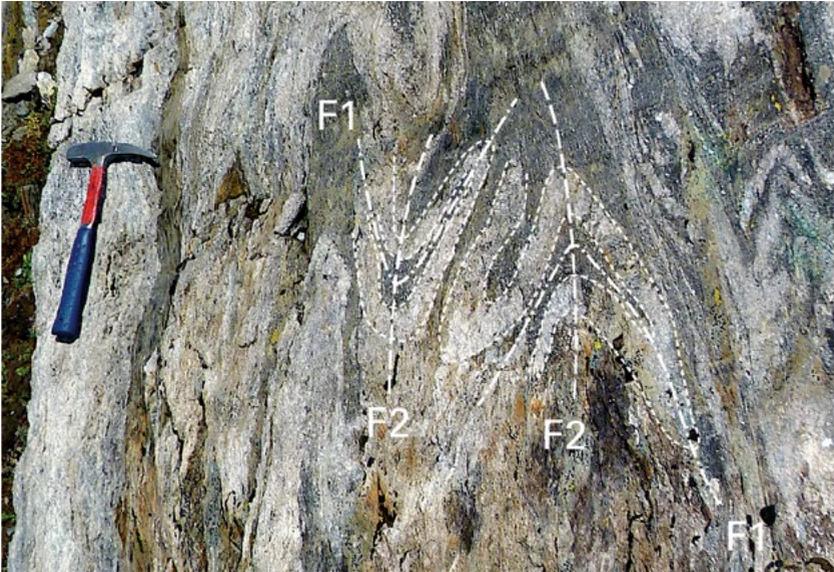


Fig. 3: Lagenmigmatit des Piz-Cuolmet-Gneiskomplexes. In der Bildmitte sind zwei leukokrate Lagen nachgezeichnet, die zunächst isoklinal gefaltet (F_1) und anschliessend durch Falten mit steilstehender Achsenebene verfaultet wurden (F_2). Westlich Muota Cavrein, Val Cavardiras. Foto C. Gisler.

wurden diese Gesteine als «Schollenzone mit vorwiegend dioritischen bis quarz-dioritischen und granitischen Schollen» innerhalb des Zentralen Aare-Granits ausgeschieden (AMBÜHL et al. 2008). Der Chrüzlistock-Migmatit setzt am südwestlichen Kartengebietsrand als ein etwas über 100 m mächtiger, innerhalb des Strem-Granits – auf dem Atlasblattblatt Oberalppass als porphyrtartige Fazies des Zentralen Aare-Granits interpretiert – liegender Zug ein und zieht nördlich des Strem-Granits parallel zum alpinen Streichen nach Ostnordosten. Dabei verbreitert er sich bis gegen 1000 m und bildet einige bedeutende Gipfel, wie den Wyssen/Fedenälpler, den Crispalt, den Piz Nair oder den Chrüzlistock. Aufschlüsse nordöstlich des Piz Ault konnten noch als östlichste Ausläufer dem Chrüzlistock-Migmatit zugewiesen werden. Eine klare Abgrenzung gegen den nordnordöstlich folgenden Piz-Cuolmet-Gneiskomplex ist allerdings schwierig.

Innerhalb des Chrüzlistock-Migmatits lassen sich zwei grössere, in der vorliegenden Karte separat dargestellte Dioritstöcke abgrenzen. In einem breiten Übergangsbereich zu diesen treten – umgeben von einer granitischen Matrix – Schollen



Fig. 4: Heterogen zusammengesetzter Schollenmigmatit (Diatexit) des Chrüzlistock-Migmatits. Intensive Durchmischung von hellem granitischem Gestein (Matrix) mit aplitischen Gängen sowie dunklen (Quarz-)Diorit-, Gneis- und Amphibolitschollen. Südwand des Ostnordostgrats des Piz Ault. Bildbreite etwa 150m. Foto C. Gisler.

dieses auffallend dunklen Diorits im Schollenmigmatit auf. Eine innerhalb des Chrüzlistock-Migmatits liegende, etwa 100m grosse Kalksilikatfelslinse am Chrüzlipass wird separat beschrieben (S. 27). Der Chrüzlistock-Migmatit ist generell sehr reich an Ganggesteinen (Aplite, Pegmatite, basische Gänge).

Beim Chrüzlistock-Migmatit handelt es sich vorwiegend um einen heterogen zusammengesetzten Schollenmigmatit (Diatexit; Fig. 4, 5). Die Migmatisierung ist weit fortgeschritten, so dass das Gestein meist einen granitischen Charakter aufweist. Häufig ist eine intensive Durchmischung von hellem relativ feinkörnigem granitischem Gestein mit aplitischen Adern und Gängen vorhanden (Fig. 4). Weiter kommen dioritische und quarzdioritische Schollen sowie Schollen aus gebändertem Gneis und Amphibolit vor, die selbst ebenfalls von Gängen, Adern und hellen Schlieren durchsetzt und oft nur undeutlich gegen die granitische Matrix abgrenzbar sind. Mineralogisch überwiegen in der granitischen Matrix Quarz und Feldspat deutlich. Plagioklas ist in der Regel zu Serizit, Epidot und Klinozoisit zersetzt, Biotit nur als Nebengemengteil enthalten.



Fig. 5: Schollenmigmatit (Diatexit) des Chrüzlistock-Migmatits. Schollen mit granodioritischer bis dioritischer Zusammensetzung innerhalb einer granitischen Matrix. Aufschluss nördlich der Mittelplatten. Foto C. Gisler.

Am Chrüzlipass ist der Chrüzlistock-Migmatit im Bereich von bedeutenden Scherzonen stark deformiert und liegt stellenweise als Serizitgneis bis -schiefer vor. Entlang dieser Scherzonen, die in der westlichen Fortsetzung der während der variszischen Gebirgsbildung ins prävariszische Kristallin eingeschuppten Val-Gliems-Formation liegen, dürften bereits präalpin beträchtliche tektonische Bewegungen stattgefunden haben, die alpin fortgesetzt wurden.

Gute Aufschlüsse des Chrüzlistock-Migmatits finden sich im Gebiet nördlich Mittelplatten auf etwa 2400 m ü.M. sowie am Chrüzlistock nördlich des Lai Selvadi.

Chrüzlistock-Migmatit mit dioritischen Schollen

In der Umgebung von den unten beschriebenen Dioritstöcken sowie an einigen weiteren Stellen sind im hellen Diatexit Schollen aus Diorit eingelagert. Die Ausdehnung dieser Bereiche kann nicht scharf begrenzt werden. Die Schollen sind



Fig. 6: Chrüzlistock-Migmatit mit dioritischen Schollen in granitischer Matrix südlich des Piz Pali. Foto C. Gisler.

meist rundlich und bis etwa 1m gross und heben sich mit ihrer scharfen Abgrenzung zur Matrix deutlich ab von den meist eher schlierig im Diatexit vorkommenden granodioritischen bis dioritischen Schollen (Fig. 6, s.a. Titelbild des Umschlags). Der in den Schollen vorkommende Diorit ist generell petrographisch homogen.

δ_c Diorit

Auf dem Grat südwestlich Mittelplatten und südwestlich des Chrüzlistocks befinden sich innerhalb des hellen quarz- und feldspatreichen Diatexits zwei oben bereits erwähnte Dioritstöcke. Der mittelkörnige Diorit ist auffällig schwarz-weiss gesprenkelt und dadurch im Gelände gut erkennbar. Er besteht aus idiomorphen, 4–8mm langen Hornblendestengeln und aus Plagioklas, der oft zu Serizit und Klinozoisit zersetzt ist. Quarz ist ebenfalls vorhanden; Biotit kommt sekundär als Abbauprodukt der Hornblende vor (HUBER 1948).

K_C Kalksilikatfels

Das grösste und einzige im Kartenmassstab darstellbare Vorkommen von Kalksilikatfels liegt innerhalb des Chrüzlistock-Migmatits und befindet sich an einer markanten Kuppe etwa 100 m südöstlich des Chrüzlipasses (Koord. 2700.140/1175.330). Es wurde von WEBER (1904) entdeckt und in der Folge von NIEDERER (1932) und HUBER (1948) ausführlich beschrieben. Das Vorkommen besteht in einem etwa 20 m langen und einige Meter breiten zentralen Teil aus einem braun-roten massigen feinkörnigen Granatfels. Neben dem vorherrschenden Granat sind Quarz, Diopsid und Epidot weitere Hauptgemengteile. Randlich wird dieser zentrale Teil von einem Diopsid, Granat, Albit, Quarz und Vesuvian führenden Epidotfels umgeben.

Der Kalksilikatfels ist aus ursprünglich kalkig-sandig-tonigen Sedimenten entstanden (WEBER 1904). Das Ablagerungsalter ist unbekannt. Die heutige mineralogische Zusammensetzung resultierte aus der metamorphen Überprägung vorangegangener Gebirgsbildungen. Das isolierte Vorkommen am Chrüzlipass kann als nicht aufgeschmolzene Grossscholle innerhalb des Chrüzlistock-Migmatits interpretiert werden.

Weitere, deutlich kleinere, im Kartenmassstab nicht darstellbare Vorkommen von Kalksilikatfels befinden sich am Nordostgrat des Hälsistocks (Koord. 2696.800/1173.230) innerhalb des Giv-Syenits (S. 49).

G_S Straligenstöckli-Gneiskomplex: porphyrischer, Chlorit führender Biotit-Plagioklasgneis

In Anlehnung an die Geologische Spezialkarte Nr. 129 (BERGER et al. 2017a) wird die in der Literatur als «Nördlicher Granitgneis» (EUGSTER 1951, BÖHM 1986, VÖGELI 1988) oder «Straligenstöckli-Serie» (RIESEN 1991) bezeichnete Gesteinseinheit auf dem vorliegenden Kartenblatt als Straligenstöckli-Gneiskomplex ausgedehnt. Auf dem nördlich anschliessenden Atlasblatt Schächental wurde der Straligenstöckli-Gneiskomplex als porphyrischer Biotitgranit interpretiert, der als Teil der variszischen Intrusiva in das Grundgebirge intrudierte (BRÜCKNER & ZBINDEN 1987, HANTKE & BRÜCKNER 2011). Im Gebiet von Atlasblatt Amsteg ist zwischen dem Brunnital und dem Val Gronda da Cavrein der westliche Teil des Straligenstöckli-Gneiskomplexes aufgeschlossen. Gegen Osten erstreckt sich dieser bis zum Tödi, wo er von den autochthonen mesozoischen Sedimentgesteinen überlagert wird. Am Westfuss der Straligenstöckli wird der Straligenstöckli-Gneiskomplex vom Düssi-Diorit und vom Brunni-Granit entlang eines Intrusivkontakts diskordant abgeschnitten. Gegen Südwesten setzt sich ein deutlich schmalerer Zug bis etwa bei Pkt. 2990 m zwischen Vorder und Hinter Stotzig Grat fort. Die genauen geologischen Verhältnisse sind in diesem steilen, unzugänglichen Gebiet jedoch nur schwer zu klären. Im oberen Brunnital kommt südlich des Brunni-

Granits nochmals ein schmaler Streifen des Straligenstöckli-Gneiskomplexes zum Vorschein, der gegen den Chli Oberäppler hinaufzieht und dann wahrscheinlich vom Zentralen Aare-Granit intrusiv abgeschnitten wird.

Der Straligenstöckli-Gneiskomplex wird von einigen Bearbeitern als auffallend homogene Gesteinseinheit granitischer Natur beschrieben (EUGSTER 1951, VÖGELI 1988). Charakteristisch sind 3–5 mm, selten bis 15 mm grosse Feldspateinsprenglinge in einer feinkörnigen bis dichten Matrix (Fig. 7, EUGSTER 1951). Der Gneis enthält vereinzelt bis mehrere Meter grosse, im Kartenmassstab nicht darstellbare Schollen aus Amphibolit, Hornblende führendem Gneis, Chlorit- und Chlorit-Biotitgneis sowie selten auch Talk führendem schiefrigem Strahlstein (EUGSTER 1951, VÖGELI 1988).

Innerhalb des Kartengebiets kann der Straligenstöckli-Gneiskomplex petrographisch in einen relativ stark verschieferten Serizit-Chlorit-Plagioklasschiefer und -gneis mit Epidot und Klinozoisit an den Straligenstöckli im Norden und einen deutlich weniger verschieferten, Kalifeldspat führenden Serizit-Chlorit-Biotit-Plagioklasgneis an der Tschingellücke im Süden gegliedert werden, wobei der Übergang fließend verläuft und eine Abgrenzung nicht möglich ist. Makroskopisch sind die Gesteine im frischen Bruch meist grüngrau bis braungrau, fein bis mittelkörnig, im Gebiet der südlichen Straligenstöckli teilweise grobkörnig und meist deutlich geschiefert. In letzterem Gebiet kann der graublau Kalifeldspat gut vom weissen bis beigebraunen Plagioklas unterschieden werden. Der Mineralbestand umfasst Quarz (25–40%), Plagioklas (Albit, 15–40%), Kalifeldspat (10–35%), Hellglimmer (5–15%), Chlorit (2–10%), und Biotit (0–10%); als Akzessorien kommen Klinozoisit/Epidot, Apatit, Karbonat, Rutil, Allanit, Zirkon und Erzminerale vor (EUGSTER 1951, VÖGELI 1988). Von den nördlichen Straligenstöckli, im tektonisch stark überprägten, als Serizit-Chloritschiefer vorliegenden Straligenstöckli-Gneiskomplex, beschreibt RIESEN (1991) eine kryptokristalline Matrix mit Quarzeinsprenglingen vulkanischen Ursprungs und deutet diesen als vulkanosedimentäre Gesteinsabfolge.

Der Kontakt zwischen dem Piz-Cuolmet- und dem Straligenstöckli-Gneiskomplex ist fließend. Der gebänderte, einen meist hellen Habitus aufweisende Piz-Cuolmet-Gneiskomplex geht ohne scharfen Kontakt in den etwas dunkleren, lithologisch homogeneren Straligenstöckli-Gneiskomplex über. Gegen den Düssi-Diorit und den Brunni-Granit ist der Kontakt etwas deutlicher. Am Tschingelfirn unterhalb der Tschingellücke (Koord. 2705.925/1180.485) finden sich Schollen des Straligenstöckli-Gneiskomplexes innerhalb des Brunni-Granits. Im Gebiet der Hagstückenlücke (Koord. 2706.000/1181.930) am nördlichen Kartengebietsrand ist festzustellen, dass die Schieferung des Gneises sich nicht in den Düssi-Diorit fortsetzt. Daraus kann abgeleitet werden, dass der Straligenstöckli-Gneiskomplex und seine Schieferung älter sind als die Intrusion des Düssi-Brunni-Intrusivkomplexes (Intrusionsalter 308 ± 2 Ma, SCHALTEGGER & CORFU 1992). Es dürfte sich daher um ein prä- bis spätestens frühvariszisch entstandenes Gestein handeln. Von



Fig. 7: Detailaufnahme einer angewitterten Oberfläche des porphyrischen Biotit-Plagioklasgneises (Straligenstöckli-Gneiskomplex). Val Gronda da Cavrein (Koord. 2706.800/1182.000). Foto C. Gisler.

VÖGELI (1988) wird der Straligenstöckli-Gneiskomplex etwa gleich alt eingestuft wie der frühvariszische Tödi-Granit der Rötifirn-Gruppe (Frühes Karbon). Altersbestimmungen liegen jedoch keine vor.

GM_{Os} Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex: z.T. gebänderter migmatitischer Biotitgneis, Schollenmigmatit

Der im Haslital definierte (SCHENKER & ABRECHT 1987) und von BERGER et al. (2017a, b) nach Osten bis ins Tödigebiet ausgedehnte Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex nimmt im Kartengebiet von Gurtellen bis ins obere Maderanertal einen bis maximal etwa 6 km breiten Streifen ein. Mit dem Bristen liegt einer der markantesten Berge des Kantons Uri in dieser Einheit.

Der Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex besteht hauptsächlich aus prävariszischem gebändertem migmatitischem Biotitgneis und Schollenmigmatit. Kennzeichnend für den Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex sind die verbreitet

auftretenden Einschaltungen von basischen und ultrabasischen Gesteinen im Biotitgneis und Schollenmigmatit (Fig. 8); vielfach handelt es sich dabei um unterschiedlich grosse Areale aus Schollenamphibolit (ABRECHT 1980). Grössere Vorkommen mit zum Teil mehreren hundert Metern Ausdehnung finden sich am Ausgang des Teiftals, an mehreren Stellen am Bristen sowie südwestlich von Golzeren. Weiter kommen basische Gesteine in Form von unregelmässig im Biotitgneis verteilten Amphibolitschollen vor. Selten sind auch kleine Linsen mit ultrabasischen Gesteinen zu finden.

Die häufig eingeschalteten basischen und ultrabasischen Gesteine unterscheiden den Ofenhorn-Stampfhorn- vom Erstfeld-Gneiskomplex. Eine scharfe Abgrenzung ist allerdings nur im Bereich der westlichen Kartengebietsgrenze möglich, wo auf der Intschialp, etwas ausserhalb des Kartengebiets (Koord. 2689.630/1179.400, Atlasblatt Meiental), eingeschuppte mesozoische Sedimentgesteine eine tiefgreifende tektonische Trennung zwischen den beiden Gneiskomplexen markieren (LABHART et al. 2015b). Es sind dies die östlichsten Vorkommen von eingeschuppten mesozoischen Sedimentgesteinen am Nordrand der Lötschental-Maderanertal-Zone («Färnigen-Zone») von LABHART et al. 2015a, b). Ein von HÜGLY (1927a, S. 72) etwas weiter östlich auf dem Gebiet von Blatt Amsteg beschriebener Aufschluss von Echinodermenbrekzie (Koord. 2690.190/1179.510) konnte nicht mehr aufgefunden werden. Die Grenze zwischen dem Ofenhorn-Stampfhorn- und dem Erstfeld-Gneiskomplex lässt sich von der Intschialp nach Nordosten als zunächst markante Störung über die Lokalitäten Berg und Rüti unter allmählicher Abschwächung bis nach Amsteg und von dort weiter über Waldiberg bis zum nördlichen Kartengebietsrand verfolgen (S. 137). Der auf beiden Seiten dieser Störung auftretende migmatitische Biotitgneis und Migmatit ist jedoch nicht unterscheidbar. Nur das von der Störung gegen Südosten zunehmend häufigere Auftreten von basischen Einschaltungen (migmatitischer Schollenamphibolit) kennzeichnet den Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex.

Die ursprünglich hochmetamorphen Gesteine des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes wurden lokal durch die spät- bis postvariszische und die alpine Deformation und Metamorphose retrograd zu schiefbrigem Gneis und Schiefer mit grünschieferfaziellem Mineralbestand umgewandelt; auf dem vorliegenden Kartenblatt sind sie als Biotit-Chlorit-Serizitgneis und -schiefer (G_{08}) ausgeschieden. Die Übergänge zum retrograd wenig überprägten Gneis und Migmatit sind allerdings fließend, und eine Abgrenzung ist nur ungefähr möglich. Besonders ausgeprägt ist diese retrograde Umwandlung in einem bis einen Kilometer breiten Streifen, der sich – diskordant zum allgemeinen Streichen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes – von der Intschialp bis ins obere Maderanertal entlang der in den Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex eingeschuppten Vulkanite und vulkanosedimentären Gesteine der Intschi-Formation erstreckt. Die alpine tektonische Überprägung kann in diesem Bereich mit der Bildung der Windgällen-Falte korreliert werden (S. 138ff.).



Fig. 8: Der Bristen von Pkt.3026 m am Südgrat aus gesehen. Der migmatitische Schollenamphibolit (A) mit seiner grauen Anwitterungsfarbe ist gut unterscheidbar vom graubraun anwitternden Gneis (G). Foto C.Gisler.

Detaillierte lithologische und strukturelle Beschreibungen des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes stammen von KÖNIGSBERGER (1910), PFLUGSHAUPT (1927), SIGRIST (1947), JENNI (1973) und SCHNEIDER AG (1993a). Wie beim Erstfeld-Gneiskomplex zeigt die präalpine Bänderung und Lagentextur überwiegend ein steiles Südost- bis Ost- beziehungsweise vereinzelt Nordwest- bis Westfallen. Namentlich in der Umgebung des Golzerensees sind durchwegs Nord-Süd streichende prävariszische Strukturen festzustellen. In den alpin stark überprägten Gesteinen herrscht dagegen die alpine, steil nach Südsüdosten einfallende Schieferung vor, die das prävariszische Gefüge meist nahezu lagekonstant überprägt.

Der Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex umfasst hellgrauen bis braungrauen fein- bis mittelkörnigen Gneis und Migmatit. Mineralogisch sind die Gesteine eher monoton zusammengesetzt; Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit bilden die Hauptgemengteile. Strukturell sind sie dagegen sehr variabel. Es kommen flaserig-lagiger bis schlierig gebänderter und schieferiger Gneis, migmatitischer Gneis sowie Migmatit vor, die alle fließend ineinander übergehen. Als einer von zahlreichen Strukturtypen tritt ein gebänderter und gefalteter migmatitischer Gneis auf, wie er auch im Erstfeld-Gneiskomplex häufig anzutreffen ist (Fig. 9). Stellenweise ist der Gneis feinkörnig und fein geschiefert und gleicht einem Paragneis vom Typ, wie er im Pulanera-Gneiskomplex (G_p) häufig vorkommt (Fig. 1). Sehr feinkörnige Ausbildungen dieses Typs weisen bisweilen einen hornfelsartigen Habitus auf. Bei den Spillauiplatten im Etzli (Koord. 2696.580/1175.180) tritt ein unruhig gebänderter Gneis, vergleichbar mit demjenigen des Piz-Cuolmet-Gneiskomplexes, auf (GM_{PC} , Fig. 2, 3). Bei allen Strukturtypen ist bei zunehmender tektonischer Überprägung eine allmähliche Umwandlung in einen feinkörnigen chlorit- und serizitreichen Gneis oder Schiefer zu beobachten. Ein weiterer Strukturtyp ist ein praktisch vollständig aufgeschmolzener Migmatit (Diatexit), in dessen ursprünglich granitischen, heute teilweise vergneisten Matrix Schollen von nicht beziehungsweise nur schwer schmelzbaren Überresten des Ausgangsgesteins schwimmen (Restite; Fig. 10). Lokal können diese Schollen sehr zahlreich sein, so dass der Anteil der aufgeschmolzenen Matrix zu Gunsten der Restite stark zurückgeht und ein eigentlicher Schollenmigmatit vorliegt (Fig. 11). Sehr gute Aufschlüsse des Schollenmigmatits beziehungsweise Diatexits sind im Etzli bei den Stockplatten zu finden (Koord. 2696.400/1176.400, Fig. 10, 11). Vom Gebiet Stock unterhalb der Stockplatten (Etzli) beschreibt PFLUGSHAUPT (1927) Vorkommen eines relativ massigen, teilweise porphyrischen Gneises, den er als alten, metamorphen Granit interpretierte. Bei diesem Gestein handelt es sich jedoch um einen Diatexit, ähnlich demjenigen wie in Figur 10 abgebildet. Dieser kommt auch auf der Westseite des Bristen verbreitet vor und ist nicht immer leicht von den Apophysen des Zentralen Aare-Granits zu unterscheiden. Der Diatexit zeigt im Unterschied zum Granit häufig Übergänge zu gebändertem Gneis oder enthält Schollen (Restite) aus gebändertem Gneis oder Amphibolit.



Fig. 9: Verfalteter gebänderter migmatitischer Gneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes. Von der Reuss polierter Aufschluss bei Meitschligen (Koord. 2692.150/1178.470).
Foto C. Gisler.



Fig. 10: Diatexit mit Schollen aus nicht aufgeschmolzenen Überresten des Ausgangsgesteins (Restite) in einer granitischen Matrix. Stockplatten, Etzli (Koord. 2696.000/1176.560).
Foto C. Gisler.



Fig. 11: Schollenmigmatit (Diatexit) mit Schollen aus gebändertem Gneis. Stockplatten, Etzli (Koord. 2696.000/1176.560). Foto C. Gisler.

Der Mineralbestand umfasst nach SIGRIST (1947) und JENNI (1973) Plagioklas (Oligoklasalbit, 24–60%), Quarz (27–49%), Kalifeldspat (0–31%), Biotit (5–25%), Serizit (3–9%) und Chlorit (0–6%). Die Mengenverhältnisse schwanken relativ stark. Neben den Hauptgemengteilen Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat und Biotit sind retrograde Bildungen wie Serizit, Chlorit und Epidot häufig. Akzessorisch kommen Apatit, Zirkon, Granat, Kalzit und Pyrit vor. Durch Beimengung von Hornblende entsteht ein Hornblendegneis und -schiefer, der stellenweise Vorkommen von im Kartenmassstab darstellbarer Ausdehnung bildet und unten separat beschrieben wird (G_{HOS}). Quarz liegt zum Teil als rundliche Körner vor, oft aber auch in Form von feinkörnig rekristallisierten Aggregaten. Plagioklas ist meist stark zu Serizit zersetzt (PFLUGSHAUPT 1927, SIGRIST 1947).

Als Protolith der Gesteine des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes werden Grauwacke, kalkarmer sandiger Mergel, Arkose, Tonstein und Konglomerat angesehen (KÖNIGSBERGER 1910, PFLUGSHAUPT 1927, SIGRIST 1947). Die chemische Zusammensetzung ist mit derjenigen eines Granits vergleichbar (KÖNIGSBERGER 1910). Die Genese der Gesteine des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes ist weitgehend ungeklärt; detaillierte Untersuchungen und radiometrische Altersbestimmungen liegen keine vor. Sie dürfte jedoch ähnlich wie diejenige des Erstfeld-Gneiskomplexes sein.

Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex mit migmatitischem Schollenamphibolit

In grossen, unscharf abgrenzbaren Bereichen wird der Biotitgneis von Amphibolitschollen durchsetzt. Die Schollendichte variiert dabei von Bereichen mit nur vereinzelt Schollen bis hin zu solchen mit einem Schollenanteil von etwa 30–40% des Gesamtgesteins. Bei noch grösserer Dichte an Amphibolitschollen – über etwa 40% – wurde das Gestein als Schollenamphibolit (A_{Os} , s.u.) kartiert. Da die Amphibolitschollen wie auch der umgebende Gneis petrographisch die gleichen Eigenschaften aufweisen wie die jeweiligen Kartiereinheiten (Schollenamphibolit A_{Os} und Biotitgneis GM_{Os}), werden diese hier nicht nochmals beschrieben.

Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex mit migmatitischem Schollenamphibolit, metamorph und tektonisch stark überprägt

In den Arealen, in denen das prävariszische Kristallin im Zuge der variszischen und alpinen Gebirgsbildung metamorph und tektonisch stark überprägt wurde, sind die im Gneis beziehungsweise Schiefer eingelagerten Amphibolitschollen teilweise bis fast zur Unkenntlichkeit verschiefert und retrograd zu Serizit-Chloritschiefer umgewandelt.

G_{Os} Biotit-Chlorit-Serizitgneis und -schiefer

Bei diesem Gestein handelt es sich um alpin und eventuell bereits variszisch stark überprägten prävariszischen Gneis und Migmatit. Der ursprünglich hochgradig metamorphe Mineralbestand ist retrograd unter grünschieferfaziellen Bedingungen grösstenteils umgewandelt worden. Petrographisch liegt heute ein stark verschieferter, teilweise Biotit führender Serizit- und Chlorit-Serizitgneis bis -schiefer vor. Das Hauptverbreitungsgebiet erstreckt sich entlang eines breiten Streifens beidseits der eingeschuppten Vulkanite und vulkanosedimentären Gesteine der Intschi-Formation. Aufgrund des ursprünglich heterogenen Ausgangsgesteins und der selektiven Überprägung ist der Gesteinscharakter bezüglich mineralogischer Zusammensetzung und Gefüge sehr variabel. Der Übergang zum metamorph und tektonisch wenig beziehungsweise nicht überprägten kompakten Gneis und Migmatit im Norden und Süden ist fließend. Innerhalb des stark überprägten prävariszischen Kristallins finden sich reliktsche, verschonte Bereiche mit einem weitgehend unveränderten primären Mineralbestand.

Durch die retrograde Metamorphose wurde der unter den Schichtsilikaten ursprünglich vorherrschende Biotit oft vollständig in Chlorit, die Feldspäte weitgehend in Serizit und Albit umgewandelt, so dass die Gesteine stellenweise nur schwer vom Chlorit-Serizit-Schiefer bis -phyllit (h_{ix}) der Intschi-Formation unterschieden werden können. Der Mineralbestand weist wie beim migmatitischen Gneis und Migmatit einen grossen Streubereich auf; neben Quarz mit 30–60%

sind vor allem Serizit mit 20–30% und Chlorit mit 10–30% die wichtigsten Hauptgemengteile (JENNI 1973). Im Gotthard-Basistunnel wurden in diesen retrograd überprägten Gesteinen südlich der Intschi-Formation Marmorlagen mit bis 1,5 m Mächtigkeit angetroffen (Taf. 1, Profil 2; K+P 2010).

G_{hOS} Hornblendegneis und -schiefer

Der migmatitische Gneis und Migmatit führt, wie oben erwähnt, stellenweise Hornblende. Es dürfte sich dabei meist um mineralogische Variationen des migmatitischen Gneises und des Migmatits des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes (GM_{OS}) handeln; ein Zusammenhang mit den Vorkommen von Schollenamphibolit ist nicht erkennbar. Ihre Verbreitung lässt sich nur ungefähr angeben, die Abgrenzung zum Nebengestein ist in der Regel unscharf.

Westlich der Selegg (Koord. 2697.870/1179.170) kommt ein grobkörniges, Hornblende und Feldspat führendes Gestein mit richtungslos-massigem Gefüge vor, das sich vom übrigen Hornblendegneis unterscheidet. Da es sich um einen kleinen, isolierten Aufschluss handelt, können die Beziehungen zum Nebengestein nicht geklärt werden. Ein ähnliches Gestein steht auch im unteren Lungental bei Koord. 2698.840/1180.030 an. Obwohl es sich aufgrund des Gefüges bei beiden Vorkommen eher um einen Hornblende führenden Fels handelt, wurden sie aufgrund des Vorhandenseins von Hornblende auf der Karte dem Hornblendegneis und -schiefer zugeordnet.

Ein dunkler stark verschieferter mittelkörniger Hornblendegneis steht im versackten, von Hakenwurf geprägten Hang südöstlich von Legni im Maderanertal an (Koord. 2699.110/1180.630). Er weist gewisse Ähnlichkeiten mit dem oben beschriebenen Gestein bei der Selegg auf, ist jedoch stärker verschiefert. Er besteht aus 40% Kalifeldspat, 23% Quarz, 17% Plagioklas, 15% Hornblende und Biotit sowie 5% Akzessorien (SIGRIST 1947, S. 51 ff.). Die Struktur ist deutlich porphyroblastisch; die Hornblende ist oft idiomorph ausgebildet. Weitere Vorkommen von verschiefertem Hornblendegneis und -schiefer treten am Griesserenbach auf etwa 1230 m ü. M. (Koord. 2700.200/1180.780) sowie bei Hinterbalm (Koord. 2703.850/1181.950) auf.

Nach SIGRIST (1947) ist eine Entstehung als Intrusivstock von hornblende-granitisch-quarzsyenitischer Zusammensetzung möglich. Aufgrund des Auftretens von Amphibolitschollen, die für den Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex charakteristisch sind, wird der Hornblendegneis bis -schiefer ebenfalls dem prävariszischen Kristallin zugeordnet. Die Aufschlussverhältnisse sind in der Regel sehr schlecht, weitergehende Aussagen zu Alter und Genese können deshalb keine gemacht werden.

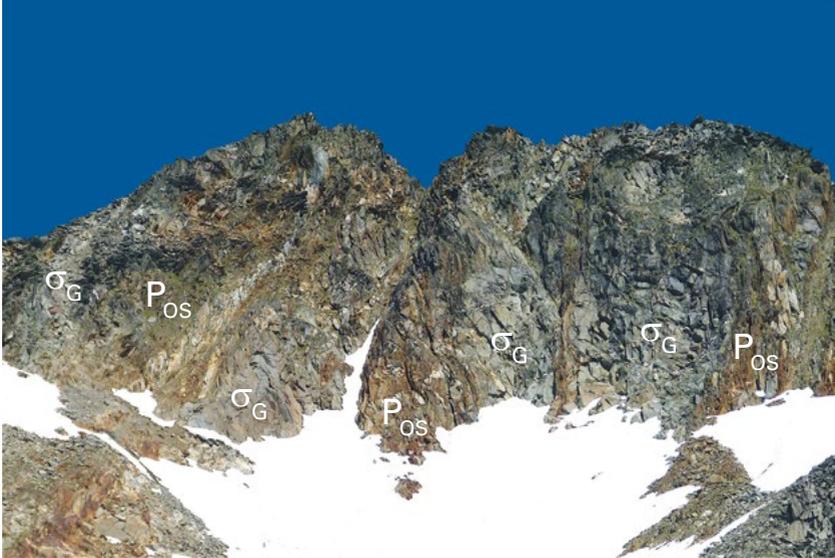


Fig. 12: Domförmiger, verfingerter Intrusivkontakt des Giuv-Syenits (σ_G) zum prävariszischen Kristallin (P_{OS}). Südwestflanke der Giuvstöckli zwischen Pkt. 3061 m (links der Bildmitte) und Pkt. 3040 m (rechts ausserhalb des Bildes). Foto C. Gisler.

P_{OS} Feinkörniger Biotitgneis, Biotit-Muskovitschiefer (als Züge oder Schollen im Giuv-Syenit)

Innerhalb – lokal randlich – des Giuv-Syenits und stellenweise an den Kontakten zu den Nebengesteinen desselben treten im Gebiet der Giuvstöckli und des Piz Giuv bis mehrere Dekameter mächtige Züge aus prävariszischem Gneis auf. Der Gneis wittert rotbraun an und kann dadurch bei guten Aufschlussverhältnissen bereits aus einiger Entfernung leicht vom Syenit unterschieden werden. Die komplexen Kontaktverhältnisse zwischen dem Gneis und dem Syenit sind in der Südwestflanke der Giuvstöckli gut zu beobachten (Fig. 12).

Beim grössten Teil des Gesteins handelt es sich um einen feinkörnigen, im frischen Bruch rötlich braunen bis violettgrauen Biotitgneis. Die mineralogische Zusammensetzung umfasst 38% Quarz, 25% Plagioklas, 25% Biotit und 12% Kalifeldspat; akzessorisch kommen Apatit, Zirkon, Titanit, Allanit, Magnetit, Pyrit, Hämatit und stellenweise auch Granat vor (WEBER 1904). Die in der Nordostflanke des Piz Giuv beschriebenen Vorkommen von Cordierit, Sillimanit und Turmalin

innerhalb des Gneises werden – zusammen mit Granat – als kontaktmetamorphe Bildungen gedeutet, die bei der Intrusion des Giuv-Syenits entstanden sind (WEBER 1904). Seltener tritt ein schwarz glänzender Biotit-Muskovitschiefer auf, der aus durchschnittlich 36% Muskovit, 24% Biotit, 20% Feldspat, 12% Chlorit und 8% Quarz besteht. Bei den Giuvstöckli sind zudem Vorkommen von gebändertem Amphibolit beschrieben, und bei der Lücke zwischen Mutsch und Chli Mutsch steht ein Turmalin, Muskovit und Granat führender Chloritgneis mit Amphiboliteinschaltungen an. Beide sind jedoch im Kartenmasstab nicht darstellbar (WEBER 1904).

Als Protolith des Biotitgneises wird ein Sandstein mit granitischem Detritus, im Falle des Biotit-Muskovitschiefers ein eisenschüssiger Tonstein angenommen (WEBER 1904). Über die Genese und das Alter dieser Gesteine ist nichts bekannt. Da sie vom frühvariszischen Giuv-Syenit intrudiert wurden, sind sie als prävariszisch einzustufen. Der Chrüzlistock-Migmatit, als nächstgelegene gegen Süden folgende prävariszische Einheit, unterscheidet sich jedoch deutlich von den innerhalb des Giuv-Syenits vorkommenden prävariszischen Gesteinen. Der weiter im Norden folgende Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex weist dagegen gewisse lithologische Ähnlichkeiten auf, so dass eine Zuordnung zum Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex plausibel erscheint.

A_{0s} Migmatitischer Schollenamphibolit

Grössere Amphibolitvorkommen treten an der Reuss nördlich von Meitschligen, an mehreren Stellen am Bristen sowie im Maderanertal im Bereich zwischen Golzeren und dem Chärstelenbach auf. Es handelt sich dabei meist um Amphibolit in Schollenform, umgeben von einer leukokraten, teilweise gneisigen Matrix. Ein besonders illustrativer und gut zugänglicher Aufschluss befindet sich östlich der Talstation der Golzerenbahn am nördlichen Ufer des Chärstelenbachs (Fig. 13).

Der migmatitische Schollenamphibolit besteht aus dezimeter- bis metergrossen, rundlichen bis eckigen, selten Diopsid führenden hornblendereichen Schollen aus Amphibolit oder anderen mafischen Gesteinen wie Diorit oder Strahlstein, die in einer leukokraten, massigen, quarz- und feldspatreichen Matrix schwimmen oder von gebändertem Gneis umgeben sind (s. Titelbild der Erläuterungen). Die leukokrate Matrix kann feinkörnig bis grobkörnig (pegmatitisch) ausgebildet sein, mit allen Übergängen dazwischen. Die Schollen weisen oft ein gebändertes, teilweise gefaltetes Gefüge auf, das auch wurzellose Kleinfalten aufweisen kann. Stellenweise sind zudem dioritartige, gleichkörnig-massige Gefüge zu beobachten. Der Kontakt der Schollen zum leukokraten Umgebungsgestein kann scharf oder diffus sein. Die leukokrate Matrix tritt vor allem bei ausgedehnteren Vorkommen im zentralen Teil auf. Sie nimmt stellenweise mehrere Kubikmeter grosse Bereiche ein, wie dies beispielsweise an den frisch geschaffenen Aufschlüssen entlang der Strasse von Bristen nach Golzeren bei Koord. 2698.075/



Fig. 13: Aufschluss von migmatitischem Schollenamphibolit am nördlichen Ufer des Chärstelensbachs. Nördlich des Acherli (Koord. 2697.520/1180.360). Bildbreite etwa 6m. Foto C. Gisler.

1180.760 zu beobachten ist. Randlich und bei kleineren Vorkommen besteht die Matrix mehrheitlich aus gebändertem Gneis. Der migmatitische Schollenamphibolit geht unter Abnahme der Schollendichte und Zunahme des Gneisanteils zwischen den Amphibolitschollen meist fließend in den Biotitgneis (GM_{08}) über.

Die Amphibolitschollen sind mineralogisch sehr unterschiedlich zusammengesetzt. Die Mehrzahl besteht hauptsächlich aus Hornblende (20–80%), Plagioklas (15–66%) und teilweise aus Kalifeldspat (0–25%); die Hornblende wird vereinzelt durch Aktinolith oder Biotit ersetzt (SIGRIST 1947, SCHNEIDER AG 1993a). Südlich von Golzeren wurde im Schollenamphibolit zudem Augit und teilweise serpentinisierter Olivin beschrieben (SCHMIDT 1886). Im Hangschutt südlich des Geschels können vereinzelt Blöcke aus Hornblendegabbro mit bis zu 2 cm grosser idiomorpher Hornblende gefunden werden.

Die Strukturen im migmatitischen Schollenamphibolit wurden noch nie systematisch untersucht. Die Orientierungen sowohl der eingemessenen Bänderungen als auch der Faltenachsen streuen relativ stark, mit einer leichten Häufung von Nord–Süd streichenden Ausrichtungen.

In variszisch beziehungsweise alpin stark überprägten Bereichen weist der migmatitische Schollenamphibolit generell eine geringere retrograde Umwandlung auf als der umgebende Biotitgneis. Als retrograde Mineralreaktionen sind einerseits der Abbau von Hornblende zu Biotit und Chlorit und andererseits die Umwandlung von Plagioklas zu einem feinkörnigen Aggregat aus Serizit, Zoisit/Klinozoisit, Epidot und Kalzit (Saussuritisierung) zu erwähnen. Die retrograde Überprägung beschränkt sich meist auf die randlichen Bereiche der Amphibolitschollen, während in deren Innerem der ursprüngliche Mineralbestand erhalten blieb. Als Folge der Deformation wurden die Schollen stark geplättet oder im Zuge intensiver tektonischer Überprägung komplett ausgewalzt, so dass sie nur noch als dünne, kaum abgrenzbare Lagen im Gneis zu erahnen sind. Im Gegensatz dazu ist die leukokrate aplitische Matrix eher kataklastisch überprägt und weist in der Regel deutliche geringere Spuren retrograder Mineralumwandlungen auf.

S_{Os} Serpentin, Talkschiefer und Aktinolithfels

Es gibt drei im Kartenmasstab darstellbare Vorkommen von Talkschiefer, Serpentin und Aktinolithfels. Das Vorkommen in einer Runse bei Weid nördlich von Ober Gurtnellen (Koord. 2691.590/1178.400) umfasst einen Kernbereich von etwa 20 auf 10 m Ausdehnung, bestehend aus einem schwarzgrünen feinkörnigen Serpentin. Am Übergang zum Biotitgneis (**GM_{Os}**) tritt lokal Chlorit- und Talkschiefer auf. Es dürfte sich dabei um das von HÜGLY (1927a, S. 32) ohne genaue Ortsangabe erwähnte Serpentinivorkommen handeln. Etwa 200 m westlich davon befindet sich bei Koord. 2691.380/1178.390 ein grüner fein- bis mittelkörniger massiger Aktinolithfels.

Im untersten Bereich einer steilen, von Norden her zum Sellenenbach hinunterziehenden Runse ist im Sellenentobel ein Vorkommen von Talkschiefer abgeschlossen (Koord. 2697.780/1178.750). In der Runse sowie am Sellenenbach liegt viel Schutt, der weitergehende Beobachtungen verunmöglicht.

Einzelne Blöcke von Serpentin im Hangschutt nordöstlich des Steinstocks im Etzli (Koord. 2696.600/1175.800) sowie beim kleinen Firn in der Nordostflanke des Bristen (Koord. 2695.100/1177.800) deuten auf weitere Vorkommen von ultrabasischen Gesteinen, die aber nicht anstehend gefunden wurden beziehungsweise an unzugänglichen Stellen liegen dürften.

ERSTFELD-ZONE

Die Erstfeld-Zone bildet im Gebiet des Urner Reusstals und dessen Seitentälern den nördlichsten Teil des prävariszischen Kristallins des Aar-Massivs. Gegen Norden – im Gebiet der Atlasblätter Engelberg und Schächental – taucht sie ab und wird über einem permischen Verwitterungshorizont von autochthonen mesozoischen Sedimentgesteinen stratigraphisch überlagert. Der Kontakt zur südlich an-

grenzenden Sustenhorn-Zone ist unscharf, da die Gesteine mineralogisch und strukturell sehr ähnlich sind. Die Fortsetzung eines vom Siglisfadgrätli (Atlasblatt Meiental) herkommenden, im digitalen Geländemodell swissALTI^{3D} gut erkennbaren tektonischen Lineaments wurde im Kartengebiet als Grenze zwischen der Erstfeld- und der Sustenhorn-Zone interpretiert. Der Erstfeld-Gneiskomplex, bestehend aus einem häufig als Lagenmigmatit (Metatexit) vorliegenden Biotit-Plagioklasgneis, bildet die Hauptmasse der Erstfeld-Zone und steht in der nord-westlichen Kartengebietsecke an. Eine detaillierte Beschreibung des Erstfeld-Gneiskomplexes ist in LABHART et al. (2015a) enthalten.

GM_E Erstfeld-Gneiskomplex: Biotit-Plagioklasgneis, häufig als Lagenmigmatit ausgebildet

Im Kartengebiet tritt der Erstfeld-Gneiskomplex nordwestlich eines tektonischen Lineaments Intschialp–Amsteg–Waldiberg auf, das sich im nördlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Schächental bis gegen die Chli Windgällen fortsetzt. Er besteht aus einem grau anwitternden, im frischen Bruch hellgrauen bis hellbraungrauen fein- bis mittelkörnigen Biotit-Plagioklasgneis mit variablen Ausprägungen des Gefüges. Aufgrund einer verbreitet vorkommenden anatektischen Überprägung (Migmatisierung) ist der Biotit-Plagioklasgneis häufig als Metatexit bis Diatexit mit lagigem, schlierigem bis nebulitischem Gefüge ausgebildet. Die im westlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Meiental innerhalb des Erstfeld-Gneiskomplexes relativ häufig vorkommenden Schollen oder Züge aus Kalksilikatfels, Marmor, Amphibolit oder Serpentin könnten im Kartengebiet nicht nachgewiesen werden.

Der Mineralbestand umfasst die Hauptgemengteile Plagioklas (30–45%), Quarz (20–40%), Kalifeldspat (5–10%), Biotit (0–15%), Chlorit (0–10%) und Serizit (0–10%), als Akzessorien treten Kalzit, Helleglimmer, Apatit, Zirkon und Pyrit auf (LOTZE 1914, BÜCHI 1976, BEKADDOUR 2009, K+P 2011). Nur lokal sind Granat, Sillimanit, Graphit und Turmalin akzessorisch beigemischt. Der Biotit ist alpin oder variszisch stellenweise in Chlorit umgewandelt. Weitere alpine beziehungsweise variszische retrograde Neubildungen sind Serizit, Epidot und Zoisit/Klinozoisit.

Beim Gefüge dominiert ein unterschiedlich stark ausgeprägt lagiger bis gebänderter migmatitischer Gneis, der auch als Lagenmigmatit beziehungsweise Metatexit bezeichnet werden kann. Vorwiegend aus Glimmern gebildete dunkle Lagen – meist aus braunem Biotit – wechsellagern mit leukokraten Lagen aus Quarz und Feldspäten, in denen Plagioklas gegenüber Kalifeldspat dominiert. Der Lagenbau weist oft eine Kleinfältelung im Zentimeter- bis Dezimeterbereich auf. Vereinzelt treten im Zentimeterbereich verfaltete isoklinale Kleinfalten auf, die das Vorhandensein von mehreren Deformationsphasen belegen. Bei den leukokraten Lagen handelt es sich meist um Neosom, das als Folge der partiellen Aufschmelzung des Gneises gebildet wurde. Weiter kommt ein braungrauer feinkörniger, we-

nig Biotit, Chlorit und Serizit führender Gneis mit nur schwach ausgeprägtem Lagenbau oder massiger Ausbildung vor. Relativ häufig treten helle aplitisch-pegmatitische oder granitische Einlagerungen im Gneis auf, die Kubikdezimeter bis mehrere Kubikmeter grosse Bereiche einnehmen und meist diffuse Übergänge zum Nebengestein aufweisen. Sie sind entweder auf eine lokal vollständige Insitu-Aufschmelzung des Altbestands des Gneises zurückzuführen oder stellen grössere, migrierte Ansammlungen von Leukosom dar. Sie bestehen aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und etwas Chlorit, wobei der Kalifeldspat gegenüber dem Plagioklas deutlich überwiegt. Die verschiedenen Gefügetypen wechseln in rascher Folge, auch kleinräumig im Aufschlussbereich.

In der älteren Literatur – noch ohne Kenntnis der Migmatitbildung – wurde der Erstfeld-Gneiskomplex von verschiedenen Bearbeitern als Orthogneis magmatischen Ursprungs gedeutet und zeitweise sogar als «Erstfelder Granit» bezeichnet (z.B. LOTZE 1914, PFLUGSHAUPT 1927, HÜGLY 1927a, b, SIGRIST 1947). Grund für diese Interpretation war neben der mineralogischen Zusammensetzung vor allem das granitische Gefüge in den leukokraten Neosomlagen, das eine magmatische Kristallisationsabfolge aufweist. Nach heutiger Auffassung werden der migmatitische Gneis und Migmatit des Erstfeld-Gneiskomplexes aufgrund des Auftretens von detritischen Zirkonen proterozoischen und archaischen Alters (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999) als ein am Kontinentalrand abgelagertes Metasediment angesehen, das aus vorwiegend flyschartigen klastischen, teilweise karbonatischen Sedimenten hervorgegangen ist (SCHALTEGGER 1993, LABHART 1999). Es ist jedoch nicht auszuschliessen, dass zusätzlich auch Gesteine magmatischen Ursprungs beteiligt sind (SCHALTEGGER 1993). Die Kristallisationsabfolge der leukokraten Neosomlagen wird als ein im Zuge der Anatexis des Gesteins entstandenes Gefüge interpretiert (HUTTENLOCHER 1947, SCHALTEGGER 1984). Die Strukturen – Stoffbänderung, Foliation, Falten – dürften prävariszischen Ursprungs sein (LABHART et al. 2015a, BERGER et al. 2017b). Seine heutige Gestalt erhielt der Erstfeld-Gneiskomplex weitestgehend durch eine Metamorphose und druckbetonte Migmatisierung während der kaledonischen Orogenese, deren Höhepunkt auf 456 ± 2 Ma datiert wurde (S. 149, SCHALTEGGER 1993). Über den Einfluss der variszischen Gebirgsbildung im Erstfeld-Gneiskomplex ist wenig bekannt. Die alpine Deformation äussert sich im Wesentlichen in der Anlage vereinzelter Scherzonen.

Die Lagentextur fällt überwiegend steil nach Südosten bis Osten beziehungsweise Nordwesten bis Westen ein. Im Gotthard-Basistunnel wurde in dem innerhalb des Kartengebiets liegenden Abschnitt ein im Mittel steiles Ost-südostfallen gemessen (K+P 2011). Die Orientierungen der Faltenachsen zeigen ein uneinheitliches Bild: Im Gebiet westlich der Reuss können zum Teil mässig steil bis flach nach Norden oder Süden einfallende Faltenachsen beobachtet werden, wohingegen sie östlich der Reuss überwiegend steil nach Osten einfallen. Im Gotthard-Basistunnel kann aus den gemessenen Orientierungen des Lagenbaus eine ebenfalls steil nach Osten einfallende Faltenachse konstruiert werden (K+P 2011).

Prä- bis frühvariszische Metasedimente und Metavulkanite (Cavardiras-Gruppe)

Die Cavardiras-Gruppe wurde von OBERHÄNSLI et al. (1988) eingeführt und umfasst Vulkanite und vulkanoklastische Gesteine karbonischen Alters, deren Metamorphose und Deformation älter als die frühvariszischen Intrusiva der Rötifirn-Gruppe (Tödi-Granit, 333 ± 2 Ma) sind. Zur Cavardiras-Gruppe werden die Bifertenfirn- und die Val-Gliems-Formation gezählt (BERGER et al. 2017a), wobei nur letztere im Kartengebiet vorkommt.

P_{VG} Val-Gliems-Formation: Metaignimbrit, dazitischer Metatuffit und Metakonglomerat mit Komponenten von Amphibolit, Gneis und Granit

Die von BÖHM (1988) definierte Val-Gliems-Formation, die im gleichnamigen Tal nordöstlich des Kartengebiets – im Gebiet der Atlasblätter Trun und Tödi – ihre Hauptverbreitung hat, umfasst eine Abfolge von vulkanoklastischen und klastischen Sedimentgesteinen. Im Gebiet von Atlasblatt Amsteg ist nur der westliche Ausläufer der Val-Gliems-Formation als schmaler, nach Südwesten ausgehender Zug anstehend. Die westlichsten zur Val-Gliems-Formation gehörenden Aufschlüsse befinden sich an der Fuorcla da Strem Sut (Koord. 2702.510/1176.460). Weiter östlich, an der Fuorcla da Cavardiras, setzt die Hauptmasse mit einer Mächtigkeit von etwa 150 m ein, die – unter allmählicher Zunahme der Mächtigkeit – vom Val Cavardiras durch das hintere Val Russein bis ins Val Gliems zieht, wo sie von den autochthonen mesozoischen Sedimentgesteinen stratigraphisch überlagert wird. Nach FRANKS (1968b) stellen die als Bifertenfirn-Formation bezeichneten Metasedimente im tektonischen Fenster nordöstlich des Tödis die Fortsetzung der Val-Gliems-Formation dar. Die Val-Gliems-Formation wurde erstmals von WEBER (1924) als eine gegenüber dem prävariszischen Kristallin weniger stark metamorphe Gesteinsabfolge erkannt und kartiert. Eine ausführliche lithologische Beschreibung stammt von EUGSTER (1951); weitere Bearbeiter waren FRANKS (1968a), BÖHM (1986, 1988), GNOS (1988) und VÖGELI (1988).

Die Hauptmasse der Val-Gliems-Formation besteht aus Metapyroklastit, der als dazitischer Metatuffit und Metaignimbrit interpretiert wird. Weiter kommen Einschaltungen von Metatuffit und Metakonglomerat (Epiklastit) vor, die als Ablagerungen eines an den Flanken von Vulkanen niedergegangenen Schlamm- und Schuttstroms (Lahar) gedeutet werden (BÖHM 1988). Beim Metapyroklastit handelt es sich um ein hellgraues bis grünes sehr feinkörniges massiges bis schwach verschiefertes Gestein. Mineralogisch besteht es hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas und Amphibol, bei dem es sich zum grössten Teil um neu gebildeten Aktinolith handelt (BÖHM 1986). Metatuffit und Metakonglomerat – heute als Konglomeratgneis vorliegend – führen hauptsächlich Komponenten von schwarzgrünem feinkörnigem Amphibolit sowie untergeordnet von hellem Gneis und Granit.



Fig. 14: Metakonglomerat (Konglomeratgneis) der Val-Gliems-Formation. Östlich der Cavardirashütte (Koord. 2705.480/1177.770). Foto C. Gisler.

Die rundlichen bis plattigen Komponenten sind bis 25 cm gross, die Matrix besteht aus dazitischem Metatuffit (Fig. 14).

In den Gesteinen der Val-Gliems-Formation können ausserhalb des Kartengebiets im Val Russein und im Val Gliems (Atlasblatt Trun) drei Arten von planaren Strukturen unterschieden werden: die sedimentäre Schichtung sowie eine variszische und eine alpine Schieferung (EUGSTER 1951). Die deformierte sedimentäre Schichtung wird um eine grosse, steilstehende Falte mit einer in der variszischen Schieferung liegenden Faltenachse gebogen (BÖHM 1988). Innerhalb des Kartengebiets, im geringmächtigen westlichen Teil der Val-Gliems-Formation, dominiert die steil südsüdostfallende alpine Schieferung. Der Konglomeratgneis dagegen weist in diesem Gebiet eine zum Teil Nord-Süd streichende Schieferung auf, die als variszisch eingestuft wird (EUGSTER 1951, GNOS 1988). Im Tödigebiet nordöstlich des Kartengebiets werden die verfalteten vulkanoklastischen Sedimentgesteine diskordant von der Intrusion des frühvariszischen Tödi-Granits (333 ± 2 Ma, SCHALTEGGER & CORFU 1995) abgeschnitten, was auf eine prä- bis frühvariszische Ablagerung und Deformation im Frühen Karbon hinweist.

Aufgrund des Mineralbestands und des Gefüges nimmt FRANKS (1968b) eine mit der Intrusion des Tödi-Granits einhergehende kontaktmetamorphe Überprägung im Bereich der Hornblende-Hornfels-Fazies mit anschliessender grünschieferfazieller Überprägung während der variszischen Gebirgsbildung an. Gemäss BÖHM (1986) erreichte die variszische Metamorphose grünschieferfazielle bis höchstens amphibolitfazielle Bedingungen.

Val-Gliems-Formation mit gehäuftem Auftreten von sauren Gängen

Stellenweise werden die Gesteine der Val-Gliems-Formation intensiv von Apliten, Pegmatiten und Granitapophysen durchadert. Als Ursache wird die Intrusion benachbarter Granite wie beispielsweise des Tödi-Granits im Norden und des Strem-Granits im Süden angesehen. Aus diesem Grund wird die Val-Gliems-Formation älter als diese Intrusiva eingestuft (EUGSTER 1951, FRANKS 1968b). Die Ganggesteine können in eine ältere, tektonisch wenig überprägte und eine jüngere, nicht überprägte Gruppe unterteilt werden (FRANKS 1968b).

Frühvariszische Intrusiva (Rötifirn-Gruppe)

In das prävariszische Kristallin des Aar-Massivs ist eine beachtliche Anzahl von variszischen bis postvariszischen Intrusivkörpern eingedrungen. Diese umfassen einerseits sehr grosse Körper, wie denjenigen des seit langem bekannten und sehr gut erforschten Zentralen Aare-Granits, andererseits aber auch eher kleinere, über die sehr wenig bekannt ist, wie beispielsweise den Rossbodenstock-Diorit.

Mit Hilfe von radiometrischen Altersbestimmungen konnten zahlreiche Intrusivkörper datiert werden (SCHALTEGGER & VON QUANDT 1990, SCHALTEGGER & CORFU 1992, 1995). Dabei konnte aufgezeigt werden, dass im Aar-Massiv drei zeitlich klar unterscheidbare Intrusionszyklen (magmatische Pulse) vorliegen (SCHALTEGGER 1994, 1997), die – von alt nach jung – als Rötifirn-, Fruttstock- und Haslital-Gruppe bezeichnet werden (BERGER et al. 2017a, b). Innerhalb des Kartengebiets kommen Intrusiva aller drei Intrusionszyklen vor.

Keine radiometrischen Altersbestimmungen liegen vom Bristenstock-Syenit, vom Russein-Diorit, vom Bugnei-Granodiorit, vom Pardatschas-Granit und von den zwei kleinen Granitkörpern im hinteren Maderanertal (Balmenegg- und Hinterbalm-Granit) vor. Diese wurden jedoch aufgrund verschiedener Kriterien wie Feldbefunden, chemischer und mineralogischer Zusammensetzung sowie tektonischer Stellung einem der drei Intrusionszyklen zugeordnet. Im Falle des Strem-Granits existiert eine radiometrische Altersbestimmung, die aber im Widerspruch zu Feldbeobachtungen steht (S. 78, LABHART 1999).

Die Intrusiva der Rötifirn-Gruppe werden mit dem ältesten Intrusionszyklus assoziiert, bei welchem die Plutonite im Frühen Karbon (334–332 Ma, SCHALTEGGER & CORFU 1992, 1995) in das prävariszische Kristallin eingedrungen sind. Nach SCHALTEGGER et al. (1991) handelt es sich dabei um kaliumreiche bis shoshonitische Bildungen, die aufgrund ihres Intrusionsalters als frühvariszisch gedeutet werden («Group A» von SCHALTEGGER 1994). Im Kartengebiet werden neben den basischen Magmatiten im Allgemeinen, der Val-da-Surplattas-Diorit, der Giuv- und der Bristenstock-Syenit sowie der Tödi- und der Punteglias-Granit zur Rötifirn-Gruppe gezählt.

δ Basische Magmatite i.Allg.: Diorit, Mikrodiorit, Lamprophyr s.l.

Im Kartengebiet treten an mehreren Stellen schmale Züge mit vorwiegend grünlichen, meist eher feinkörnigen dioritartigen Gesteinen auf. Meist liegen sie am Rand von oder zwischen variszischen Intrusiva. Aus der Literatur ist relativ wenig über diese Gesteine bekannt. WEBER (1904, S. 7) beschreibt beispielsweise einen Aufschluss unmittelbar nördlich der Rientallücke (Koord. 2691.990/1170.240), wo am Bächenstocksüdgrat auf einer Breite von etwa 40 m mehrere Vorkommen von einem «granitisch struierten, mittel- bis feinkörnigen Gestein von bald mehr syenitischem, bald mehr dioritischem Charakter und massiger bis gneissiger Textur» auftreten. In diesem Gestein findet sich an einer Stelle etwas weiter westlich eine verschieferte Scholle aus Giuv-Syenit. Durch das Abschmelzen des kleinen Firnfelds östlich der Rientallücke ist in den letzten Jahrzehnten ein grösserer Bereich zum Vorschein gekommen, in welchem eher feinkörnigere Gesteine mit einem lamprophyrischen bis mikrodioritischen Habitus vorkommen. Gegen Norden folgt die südliche Randfazies des Zentralen Aare-Granits.

Östlich des Sunnig Wichels (Koord. 2695.700/1174.000) treten innerhalb des Zentralen Aare-Granits ähnliche Gesteine wie an der Rientallücke auf, die von HUBER (1948) als mächtiger, langgezogener Dioritporphyrit kartiert wurden. Zusätzlich kommen auch dioritische bis granodioritische Gesteine vor. Genauere Untersuchungen sind jedoch nicht vorhanden.

Ein weiteres Vorkommen befindet sich in den eisfreien Felsen nördlich des Brunnifirns im Brunnital (Koord. 2704.000/1177.570), das von RIESEN (1991) als Lamprophyr kartiert wurde. Am Nordrand des Brunnifirns (Koord. 2703.700/1177.350) ist zu beobachten, wie grüner feinkörniger Diorit durch die Intrusion des Tödi-Granits in Schollen zerlegt wurde. Detailliertere Untersuchungen liegen keine vor, und weitere Angaben fehlen. Vergleichbare Gesteine sind auch südöstlich der Bündnerchälen zu finden (Koord. 2704.390/1178.510).

Altersbestimmungen existieren keine. Das Vorkommen nördlich des Brunnifirns dürfte aufgrund der Feldbeobachtungen älter sein als der Tödi-Granit und kann mit den dioritischen Gesteinen – unter anderen dem Curtin-Monzonit – im östlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Trun korreliert werden, die etwas

älter als der Punteglias-Granit sind (KÜPFER 1977). Bei den Vorkommen innerhalb des Zentralen Aare-Granits ist die Alterseinstufung unklar.

δ_{VS} **Val-da-Surplattas-Diorit: Hornblende führender Diorit**

Nördlich des Val Cavardiras erstreckt sich von Crap da Bos bis ins Val da Surplattas ein schmaler, gegen Osten sich in mehrere Äste aufteilender Zug aus Diorit (EUGSTER 1951). Der Zug liegt in der nordöstlichen Fortsetzung der oben besprochenen Vorkommen von basischen Magmatiten, mit denen er genetisch verbunden sein dürfte. Der Diorit enthält etwa 30% Hornblende. Die Feldspäte sind vollständig zu Serizit und Klinozoisit/Epidot umgewandelt worden. Quarz und Kalzit sind zu etwa 10% vertreten. Akzessorisch kommen Titanit, Apatit, Zirkon und Magnetit vor. Chlorit ist als Abbauprodukt von Hornblende vorhanden. Trotz der völligen Zersetzung der Feldspäte erscheint das Gestein massig.

Der Dioritzug folgt dem Kontakt zwischen dem Piz-Cuolmet-Gneiskomplex im Norden und dem Tödi-Granit im Süden. Einzelne Schollen des Diorits können nach Nordosten bis ins Val Gronda da Cavrein verfolgt werden (EUGSTER 1951).

Aufgrund der Feldbeobachtungen ist der Val-da-Surplattas-Diorit älter als der Tödi-Granit (333 ± 2 Ma). Naheliegender ist die Annahme einer Entstehung im Zusammenhang mit der Intrusion des Curtin-Monzonits, die auf $334 \pm 2,5$ Ma datiert wurde (SCHALTEGGER & CORFU 1995).

σ_{G} **Giuv-Syenit: mittel- bis grobkörniger porphyrischer Quarzsyenit bis -monzonit**

Innerhalb des Kartengebiets ist, mit Ausnahme einiger Ausläufer im Südwesten (Atlasblatt Oberalppass), der gesamte, Südwest-Nordost streichende Intrusivkörper des Giuv-Syenits aufgeschlossen. Die Hauptmasse des Giuv-Syenits bildet einen etwa 14 km langen, leicht s-förmigen Zug. Die maximale Breite von 1 km erreicht er in der Gegend des Piz Giuv/Schattig Wichel; gegen Osten und Westen nimmt seine Mächtigkeit jeweils rasch ab. Stellenweise setzt er auf kurzen Strecken ganz aus oder ist in Schollen zerlegt, wie beispielsweise östlich der Rientallücke oder westlich des Chrüzlipasses. Ein zweiter, nur maximal 100 m mächtiger, weitgehend in Schollen zerlegter Zug aus Giuv-Syenit zieht an der Südgrenze des Strem-Granits von Südwesten her ins Gebiet von Atlasblatt Amsteg und kann bis ins obere Val Mila verfolgt werden.

Der Giuv-Syenit wurde von WEBER (1904) eingehend beschrieben. Er besteht aus einem mittel- bis grobkörnigen massigen bis mässig stark verschieferten Quarzsyenit bis -monzonit mit porphyrischem Gefüge. Hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung, des Gefüges sowie der alpinen Überprägung sind erhebliche Variationen festzustellen. Neben einem nachfolgend genauer beschriebenen Haupttyp, der die überwiegende Masse des Syenits aufbaut, tritt am Südrand des Intru-

sivkörpers auf einer Breite von bis zu 200 m eine saurere Fazies auf (WEBER 1904). Diese im Val Strem auftretende relativ feinkörnige saure Varietät des Syenits unterscheidet sich makroskopisch deutlich von dem in Figur 15 gezeigten Haupttyp. Weiter kann am Nordrand des Syenits, im Gebiet des Piz Giuv sowie östlich der Rientallücke, eine etwas basischere Varietät auftreten.

Die mineralogische Zusammensetzung des Haupttyps umfasst Kalifeldspat (57%), Hornblende (15%), Plagioklas (10%), Biotit (10%), Quarz (5%), Titanit (2%); akzessorisch kommen Apatit, Zirkon, Allanit und Erze vor; retrograde alpine Neubildungen sind Serizit, Epidot und Zoisit (WEBER 1904). Charakteristisch für den Grossteil des Gesteins sind weisse, bis maximal 20mm lange und 8mm breite Alkalifeldspattafeln umgeben von dunklem Biotit und Hornblende, die dem Gestein das charakteristische porphyrische Aussehen verleihen (Fig. 15). Beim tafeligen Feldspat handelt es sich fast durchwegs um Mikroklin, der von Albit perthitisch und mikroperthitisch durchwachsen ist. Meist ist er nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt. Die Hornblende – durchwegs eine gemeine, dunkelgrüne Hornblende – ist meist xenomorph ausgebildet. Weiter ist grüner Biotit vorhanden. Quarz tritt sehr spärlich und makroskopisch oft nicht erkennbar auf, ist jedoch stets vorhanden. Im Gegensatz zu den nur spärlich auftretenden und makroskopisch meist nicht erkennbaren Vorkommen in den angrenzenden Intrusiva bildet Titanit im Giuv-Syenit bis 3 mm grosse honigbraune idiomorphe Körner. WEBER (1904) bezeichnet denn auch Titanit als ein «Leitmineral» für den Giuv-Syenit. Der Giuv-Syenit wird verbreitet von Gängen durchschlagen. Es kommen Aplite, basische Gänge und Gänge aus porphyrischem Mikrogranit vor. Ihre Dichte ist meist so gross, dass kaum ein grösserer Aufschluss des Giuv-Syenits gefunden werden kann, der nicht von zahlreichen Gängen durchschlagen wird.

Das Gefüge des Giuv-Syenits weist stellenweise eine sehr ausgeprägte primärmagmatische Fliesstextur auf, die durch die eingeregeltten Kalifeldspattafeln abgebildet wird. Bisweilen können sogar Wellungen und Umbiegungen beobachtet werden. Daneben treten völlig isotrope Gefüge auf (Fig. 15). Dieses primäre Gefüge wird durch die alpine Schieferung in unterschiedlichem Masse überprägt. Im Innern der Hauptmasse ist der Giuv-Syenit meist noch massig und von späteren (variszischen oder alpinen) Deformationen kaum beeinflusst. Randlich und in der ausgedünnten südwestlichen und nordöstlichen Fortsetzung des Intrusivkörpers hingegen ist meist eine leichte bis mässig starke alpine Verschieferung feststellbar. Der Giuv-Syenit wurde im Gotthard-Basistunnel nicht durchfahren und scheint oberhalb des Tunnelniveaus auszukeilen (GUNTLI et al. 2016)

Ein charakteristisches Merkmal des Giuv-Syenits ist seine ausserordentlich hohe Radioaktivität, die bereits in den 1920er-Jahren erkannt und untersucht wurde (HIRSCHI 1920, 1924, 1925, 1927). Fortgesetzt wurden die Untersuchungen in den 1960er- und 1970er-Jahren (LABHART & RYBACH 1971). Der Giuv-Syenit stellt eines der radioaktivsten Gesteine der Schweiz dar und führt im Mittel über 22 ppm Uran und über 66 ppm Thorium. Die Radioaktivität zeigt im Allgemeinen eine



Fig. 15: Angewitterte Oberfläche des Giuv-Syenits mit den charakteristischen Alkalifeldspatta-feln. Nordöstlich der Älplilücke, oberes Val Val (Koord. 2694.760/1171.430). Foto C. Gisler.

zonare Verteilung und erreicht in den saureren Bereichen am Südrand und im östlichen Teil des Intrusivkörpers die höchsten Werte (LABHART & RYBACH 1971).

Der Kontakt des Hauptzugs gegen Norden zum Zentralen Aare-Granit ist tektonisch meist nur gering überprägt. Im Süden ist dagegen ist eine deutliche tektonische Überprägung feststellbar (LABHART 1977).

Eine von keinem anderen Intrusivkörper des Kartengebiets bekannte Erscheinung sind die sehr zahlreich auftretenden Züge aus prävariszischem Gneis (feinkörniger Biotitgneis, Biotit-Muskovitschiefer, P_{OS}) die den Giuv-Syenit durchziehen (S. 37f).

Am Nordostgrat des Hälsistocks (Koord. 2696.800/1173.230) befinden sich innerhalb des Giuv-Syenits kleinere, im Kartenmassstab nicht darstellbare Vorkommen von Kalksilikatfels. Es handelt sich um linsenförmige Schollen von Faust- bis Metergrösse, die im Giuv-Syenit oder in den den Giuv-Syenit durchquerenden Zügen von prävariszischem Gneis (P_{OS}) eingelagert sind. Die schwach rötlich und grünlich gesprenkelten dichten bis feinkörnigen Kalksilikatfelsschollen bestehen aus farblosem xenomorphem Diopsid, Zoisit, Quarz, Albit, und Kalzit; in den grösseren Schollen kommt zusätzlich Granat vor (HUBER 1948).

U-Pb-Altersbestimmungen an Zirkon und Titanit ergaben ein Alter von $334 \pm 2,5$ Ma beziehungsweise 331 ± 2 Ma (SCHALTEGGER & CORFU 1992). Das höhere Alter des Giuv-Syenits gegenüber demjenigen des Zentralen Aare-Granits (297 ± 2 Ma, SCHALTEGGER & CORFU 1992) ist auch im Feld an gut aufgeschlossenen Kontakten nordöstlich der Rientallücke ersichtlich, wo Schollen von Giuv-Syenit im Zentralen Aare-Granit schwimmen (Koord. 2692.400/1170.450, WEBER 1904). Die zwischen Val Val und Val Giuv innerhalb des Strem-Granits auftretenden Schollen von Giuv-Syenit implizieren – im Gegensatz zu den radiometrischen Altersbestimmungen des Strem-Granits (350 Ma, SCHALTEGGER & CORFU 1992) – ein höheres Alter für den Giuv-Syenit (S. 78, HUBER 1948).

σ_B Bristenstock-Syenit: mittelkörniger, Quarz führender Hornblendesyenit

Von der Nordwestflanke des Bristen (bei Stuben, Koord. 2694.000/1178.150) beschreibt JENNI (1973) ein Vorkommen eines Quarz führenden Hornblendesyenits. Dieses liegt als ein ungefähr parallel zum alpinen Streichen orientierter, mehrere hundert Meter langer und etwas über 100 m breiter Zug innerhalb des prävariszischen Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes. Im zentralen Teil ist der Hornblendesyenit massig, gegen die Ränder zunehmend stärker verschiefert. Das helle, meist fein- bis mittelkörnige Gestein besteht aus Hornblende (25–40%), Kalifeldspat (25–30%), Plagioklas (5–20%), Quarz (2–10%), und Biotit (1–5%); Nebengemengteile sind Titanit, Klinozoisit, Allanit, Serizit, Apatit und Kalzit (JENNI 1973). Die Hornblende ist hypidiomorph bis idiomorph und völlig richtungslos gewachsen. Kalifeldspat weist perthitische Entmischungen auf, Plagioklas bildet fast immer polysynthetische Zwillinge. Titanit ist bis 1 mm gross und oft makroskopisch gut erkennbar (Fig. 16). Biotit bildet stellenweise bis etwa 1 cm grosse Blättchen. Er ist ein primärer Bestandteil des Gesteins, kommt aber auch als sekundäre Neubildung beim Abbau von Hornblende vor. Sekundäre Neubildungen sind zudem Klinozoisit, Serizit und Kalzit. Besonders in den randlichen Partien des Vorkommens sind die Feldspäte serizitisiert und saussuritisiert.

Zum Bristenstock-Syenit liegen keine radiometrischen Altersbestimmungen vor. Die Beziehungen zum Nebengestein sind im Feld nicht klar feststellbar, da der Kontakt zum prävariszischen Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex nirgends aufgeschlossen ist. Gegen Südwesten zieht der Bristenstock-Syenit in das steile, im oberen Teil unzugängliche Teiftal. Die im Gegensatz zum umgebenen Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex meist massige Ausbildung des Syenits spricht für eine eher junge, wahrscheinlich variszische Bildung. Aufgrund der mit einigen Intrusiva des ältesten Intrusionszyklus (Rötifirn-Gruppe), wie beispielsweise dem Giuv-Syenit, dem Punteglias-Granit und dem Curtin-Monzonit, vergleichbaren mineralogischen Zusammensetzung ist eine frühvariszische Entstehung denkbar. Makroskopisch ist jedoch keine Ähnlichkeit mit dem weiter südlich vorkommenden Giuv-Syenit vorhanden.

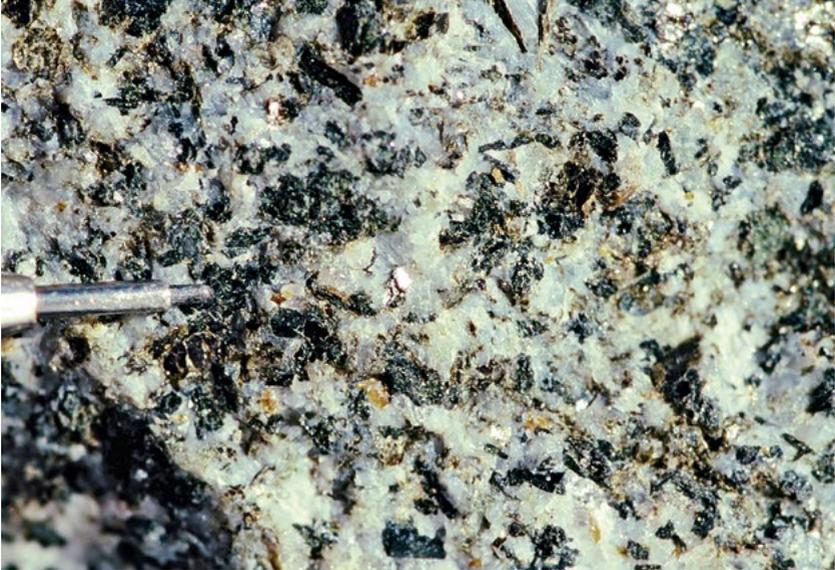


Fig. 16: Bristenstock-Syenit (Detailaufnahme). Makroskopisch gut erkennbar sind die schwarze, oft stengelig entwickelte Hornblende und der charakteristisch honigfarbene gelbbraune Titanit; der ebenfalls vorhandene Biotit ist nur schlecht von der Hornblende zu unterscheiden.

Foto C. Gisler.

γ_T **Tödi-Granit: mittel- bis grobkörniger Granit**

Innerhalb des Kartengebiets tritt vom Val Strem im Westen bis ins Val Gronda da Cavrein am östlichen Kartengebietsrand ein heller, teilweise gleichkörniger bis deutlich porphyrischer mittel- bis grobkörniger Granit auf. Er bildet einen mehrere hundert Meter breiten, stellenweise in mehrere Äste aufgeteilten, West-südwest-Ostnordost streichenden Zug, der sich östlich des Val Gronda da Cavrein bis in die Westflanke des Tödis fortsetzt, wo er unter Gletschern und den autochthonen mesozoischen Sedimentgesteinen verschwindet (Atlasblätter Trun und Tödi). Illustrative Aufschlüsse des Tödi-Granits finden sich verbreitet im oberen Brunnital, am Gwasmet und von dort entlang der nördlichen Talseite des Val Cavardiras bis zur Muota da Cavrein.

Die Zuordnung dieses Granitkörpers wird in der Literatur kontrovers diskutiert. Frühere Bearbeiter haben diesen Granitzug entlang des Val Cavardiras als östliche Fortsetzung des Zentralen Aare-Granits interpretiert (HUBER 1948). Diese

Interpretation wurde von EUGSTER (1951), der diesen Granitzug als «Zentralen Granitgneis» bezeichnete, und von BÖHM (1986) gestützt. Nachfolgende Bearbeiter wie GNOS (1988), VÖGELI (1988) und RIESEN (1991) kamen aufgrund von mineralogischen und geochemischen Untersuchungen sowie Feldaufnahmen im oberen Brunnital zur Ansicht, dass der «Zentrale Granitgneis» von EUGSTER (1951) nicht die östliche Fortsetzung des Zentralen Aare-Granits sein könne. Aus diesem Grund führte RIESEN (1991) die Bezeichnung «Gwasmets-Granit» ein. Wegen der geographischen Lage und der grossen Ähnlichkeit mit dem Tödi-Granit (ESCHER 1911, HÜGI 1941) wird dieser Granit auf dem vorliegenden Kartenblatt als westliche Fortsetzung des Tödi-Granits (Tödi-Granitkomplex nach BERGER et al. 2017b) gedeutet, der nordöstlich des Tödis in einem kleinen Areal innerhalb des tektonischen Fensters des Bifertenfirns aufgeschlossen ist.

Im Rahmen der Feldaufnahmen für das vorliegende Atlasblatt konnte bestätigt werden, dass der Zentrale Aare-Granit in der Ostflanke des Oberalpstocks endet. Er nimmt im oberen Brunnital die topographisch etwa über 2700 m ü.M. gelegenen Gebiete ein und überlagert mit magmatischem Kontakt den darunterliegenden Piz-Cuolmet- und den Straligenstöckli-Gneiskomplex. Der Tödi-Granit dagegen keilt am Gwasmets und am Schwarzstöckli gegen oben in einzelne schmale Apophysen aus und erreicht nur in topographisch tiefer gelegenen Gebieten wie im Val Cavardiras oder im oberen Brunnital eine grössere Ausdehnung. Die Fortsetzung des Tödi-Granits vom oberen Brunnital gegen Westen ist wegen der Bedeckung durch den Brunnifirn nicht genau fassbar. Im oberen Val Strem kommen innerhalb des prävariszischen Kristallins (Piz-Cuolmet-Gneiskomplex und Chrüzlistock-Migmatit) einige Apophysen eines porphyrischen Granits vor, die in der vorliegenden Karte als westlichste Ausläufer des Tödi-Granits gedeutet werden.

Der Mineralbestand umfasst Quarz (35–40%), Plagioklas (Albit, 20–30%), Kalifeldspat (20–25%), Serizit (5–10%) und Biotit (1–7%); als Nebengemengteile kommen Epidot, Chlorit, Apatit, Zirkon, Titanit, Allanit und Erzminerale vor (EUGSTER 1951, VÖGELI 1988). Quarz ist völlig rekristallisiert und bildet ein polygonales Pflaster. Plagioklas kommt in der Form von ziemlich reinem Albit vor und ist oft leicht saussuritisert. Kalifeldspat ist mikroperthitisch bis perthitisch entmischt. Serizit, Epidot und Chlorit sind mengenmässig bedeutsame Neubildungen.

Im unteren und mittleren Val Cavardiras grenzt der Tödi-Granit gegen Süden mit einem stark gestörten tektonischen Kontakt an die Val-Gliems-Formation. Ein primärer Kontakt ist nirgends aufgeschlossen. In Kontaktnähe ist der Tödi-Granit auf einer Breite vom 50 bis 100 m stark verschiefert. Die Metasedimente der Val-Gliems-Formation sind in diesem Gebiet von zahlreichen aplitischen und pegmatitischen Gängen sowie Granitapophysen durchsetzt (EUGSTER 1951), die vom Tödi-Granit stammen könnten und somit ein älteres Alter der Val-Gliems-Formation gegenüber dem Granit implizieren. Diese Beobachtung stimmt mit den Verhältnissen im Fenster des Bifertenfirns überein. Dort hat der Tödi-Granit in den



Fig. 17: Intrusivkontakt zwischen dem Tödi-Granit (links) und dem Piz-Cuolmet-Gneiskomplex (rechts). In Kontaktnähe wird der dunkle Gneis von hellen Apophysen des Granits durchschlagen. Nördlich Crap da Bos, Val Cavardiras (Koord. 2705.600/1179.300). Foto C. Gisler.

Metasedimenten der Bifertenfirn-Formation, die als östliche Fortsetzung der Val-Gliems-Formation angesehen wird (FRANKS 1968b), eine Kontaktmetamorphose bewirkt. Im oberen Val Cavardiras schiebt sich ein Zug des Piz-Cuolmet-Gneiskomplexes zwischen die beiden Einheiten. Der Kontakt des Granits zum Gneis ist generell scharf (Fig. 17).

Eine radiometrische Altersbestimmung an einer Probe aus dem tektonischen Fenster des Bifertenfirns ergab für den Tödi-Granit ein Intrusionsalter von 333 ± 2 Ma (SCHALTEGGER & CORFU 1995). Die Platznahme des Tödi-Granits erfolgte somit etwa gleichzeitig wie diejenige des Giuv-Syenits und des Punteglias-Granits.

Stark verschieferter Tödi-Granit

Im östlichen Teil des Kartengebiets ist der Tödi-Granit, wie oben erwähnt, gegen den Kontakt zur südlich angrenzenden Val-Gliems-Formation hin stark verschiefert. Das Gestein ist generell etwas feinkörniger als die Hauptmasse des Granits. Alpine Neubildungen wie Serizit und Chlorit sind häufiger und bilden die Schieferungsflächen.



Fig. 18: Angewitterte Oberfläche des porphyrischen Tödi-Granits. Südlich des Gwasmet im oberen Val Cavardiras. Foto C. Gisler.

Porphyrische Fazies des Tödi-Granits

Das Verbreitungsgebiet der porphyrischen Varietät ist auf der Karte mit einer Punktsignatur dargestellt. Deren Abgrenzung zur gleichkörnigen Varietät ist allerdings unscharf, da beide Varietäten durch Übergänge fließend ineinander übergehen. Die bis zentimetergrossen Porphyroklasten bestehen aus Kalifeldspat (Fig. 18).

γ_{Pu} **Punteglias-Granit: grobkörniger porphyrischer Granit**

Im oberen Val d'Aletta (Koord. 2704.75/1174.80) befinden sich zwei ungefähr im alpinen Streichen verlaufende Züge eines stark verschieferten grobkörnigen porphyrischen Granits mit grossen Kalifeldspateinsprenglingen und makroskopisch erkennbarem Titanit. Die beiden Vorkommen liegen in der westlichen Fortsetzung des im östlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Trun auftretenden Punteglias-Granits. Dabei könnte es sich um die von HUBER (1948, S. 570) erwähnten, aber nicht näher bezeichneten Schollenzüge aus Punteglias-Granit handeln. Die Kontakte zu den Nebengesteinen sind nicht aufgeschlossen. In der Umgebung steht

ein Diorit an, der in Schollen zerlegt – lokal oft stark angereichert und eigentliche «Schollenzonen» (schollenreiche Fazies) bildend – häufig innerhalb des Pardatschas-Granits vorkommt. Die Altersbeziehung zwischen dem Punteglias-Granit und dem Pardatschas-Granit ist weiter östlich im Gebiet des Piz Alpetta (Atlasblatt Trun) ersichtlich. Dort belegen Scholleneinschlüsse von Punteglias-Granit innerhalb des Pardatschas-Granits, dass Ersterer älter ist. Die Intrusion des Punteglias-Granits wurde auf 332 ± 2 Ma datiert (SCHALTEGGER & CORFU 1992).

Ein weiterer Aufschluss eines dem Punteglias-Granit sehr ähnlichen Gesteins ist im Val Bugnei (Koord. 2703.115/1171.625) zu finden. Die Kontakte zum umgebenden Bugnei-Granodiorit sind nicht aufgeschlossen. Es dürfte sich hierbei um ein ein sehr weit westlich liegendes Vorkommen des Punteglias-Granits handeln, dessen Hauptzug sich im Gebiet von Blatt Trun befindet (KÜPFER 1974, 1977).

Mittelvariszische Intrusiva (Fruttstock-Gruppe)

Aus kalkalkalischen Magmen intrudierten im Zeitraum zwischen 312 und 306 Ma Diorite und Granite, die heute vor allem im östlichen Aar-Massiv verbreitet auftreten (SCHALTEGGER 1994). Die Intrusiva dieses zweitältesten Intrusionszyklus werden nach BERGER et al. (2017a, b) als mittelvariszisch eingestuft und unter dem Begriff Fruttstock-Gruppe zusammengefasst (S. 45, «Group B» nach SCHALTEGGER 1994). Zur Fruttstock-Gruppe gehören im Kartengebiet der Russein- und der Düssi-Diorit sowie der Brunni-Granit.

δ_{Ru} Russein-Diorit: feinkörniger Diorit

Die Hauptmasse des Russein-Diorits tritt östlich von Disentis im Gebiet von Atlasblatt Trun auf. Die Vorkommen von Grünschiefer – beziehungsweise «Epidotamphibolit» nach NIEDERER (1932) –, die einige Kilometer westlich von Disentis im Kartengebiet anstehen, wurden aufgrund mineralogischer und geochemischer Untersuchungen als stark verschieferte Varietäten des Russein-Diorits interpretiert (WEHRLI 1896, NIEDERER 1932).

Südlich von Plaun Menisch (Koord. 2706.300/1173.150) tritt zwischen einzelnen Aufschlüssen von Grünschiefer ein helles, grünlich grau anwitterndes feinkörniges, relativ kompaktes Gestein auf, bei welchem lokal Übergänge zu Grünschiefer zu beobachten sind. Dieses Gestein weist eine grosse Ähnlichkeit mit denjenigen von der Typuslokalität des Russein-Diorits am Ausgang des Val Russein auf (WEHRLI 1896). Beim Gestein von Plaun Menisch dürfte es sich somit um einen tektonisch weniger stark überprägten Teil des Russein-Diorits handeln, der von der Umwandlung zu Grünschiefer verschont geblieben ist. Ebenfalls zum Russein-Diorit wird ein Strassenaufschluss westlich von Acletta (Koord. 2706.660/

1173.150) gestellt. Das dort vorkommende Gestein ist grau bis graugrün, vorwiegend dicht und führt Feldspäte als Einsprenglinge. Es könnte sich dabei um die von WEHRLI (1896) beschriebene Gangfolge des Russein-Diorits handeln.

Von Disentis gegen Westen bis ins Val Segnas lässt sich der Grünschiefer, der als verschieferte Varietät des Russein-Diorits interpretiert wird, verfolgen. Detaillierte Beschreibungen dazu sind in NIEDERER (1932, als «Epidotamphibolit» bezeichnet) und NIGGLI (1944) zu finden. Es handelt sich dabei um einen Epidot-Chlorit-Albitschiefer bis -gneis. Das feinkörnige Gestein ist im frischen Bruch grün und wittert dunkelgrün bis rostbraun an. Der ursprünglich im Diorit vorkommende Plagioklas ist zu Albit umgewandelt worden und stark saussuritisiert. Neben den Hauptgemengteilen Epidot, Chlorit und Albit kommen zusätzlich Quarz, Pyrit, Serizit und Leukoxen – ein feinkristallines Aggregat von Titanoxiden und Titanit – vor (NIEDERER 1932).

Es liegen keine radiometrischen Altersbestimmungen vom Russein-Diorit vor. Aufgrund petrographischer Ähnlichkeiten mit dem Düssi-Diorit (308 ± 2 Ma, SCHALTEGGER & CORFU 1992) wird er der Fruttstock-Gruppe zugeordnet (BERGER et al. 2017b).

δ_D Düssi-Diorit: massiger, z.T. verschieferter Hornblende führender Diorit bis Gabbro, Monzonit und Biotit-Quarzmonzonit

Im Brunnital findet sich ein Komplex aus basischen, intermediären und sauren Intrusiva. Er wurde erstmals von SIGRIST (1947) erwähnt und von GNOS (1988) und RIESEN (1991) detaillierter untersucht und beschrieben. Innerhalb des Komplexes lassen sich diverse Gesteinstypen unterscheiden, die petrographisch von Hornblendegabbro über Hornblendediorit bis zu Monzonit, Biotit-Quarzmonzonit und Leukogranit reichen (OBERHÄNSLI et al. 1987, GNOS 1988, RIESEN 1991). Da eine petrographische korrekte Ansprache der vorkommenden Gesteine und deren Abgrenzung im Feld oft nicht möglich ist, wird für den basischeren Teil des Komplexes vereinfachend die Bezeichnung Düssi-Diorit verwendet (GNOS 1988, RIESEN 1991). Einige Gesteinstypen bilden grössere homogene Bereiche, andere besetzen nur kleinere Areale. Ein Leukogranit, der als grösster homogener Bereich vorkommt, wurde von GNOS (1988) als Brunni-Granit bezeichnet und in der Kartenlegende als eigenständige lithostratigraphische Einheit ausgeschieden (S. 58f.). Der Düssi-Diorit ist im Talboden des Brunnitals nirgends aufgeschlossen, so dass der Intrusivkomplex geographisch aus zwei getrennten Teilen besteht: Auf der westlichen Seite des Brunnitals ist er am Fruttstock verbreitet, auf der östlichen Seite in der Südwestflanke des Gross Düssi/Piz Git, wo er bis fast zum Gipfel reicht.

Beim Düssi-Brunni-Intrusivkomplex kann vereinfachend von einem schalenartigen Aufbau gesprochen werden, der sich auf der östlichen Talseite vor allem mit geochemischen Untersuchungen nachweisen lässt (RIESEN 1991). Dabei befin-



Fig. 19: Detailaufnahme des Düssi-Diorits. Schollen von dunklerem, eher basischem Diorit liegen in einer Grundmasse aus hellerem, eher saurem Diorit (angewitterte Oberfläche, Hammerspitze als Grössenvergleich). Unteres Brunnital im Gebiet des Tschingelseeli (Koord. 2705.400/1181.500). Foto C. Gisler.

den sich die eher basischen Gesteinstypen im Zentrum des Komplexes, und die eher sauren am Rand. Im Feld manifestiert sich diese geochemische Zonierung allerdings nicht eindeutig, unter anderem bedingt durch fließende, unscharfe Übergänge und die im Meterbereich variierenden Gesteinstypen.

Genauere Untersuchungen im Gelände zeigen, dass basische Magmen stets von höher differenzierten, sauren intrudiert und dabei oft in Schollen zerlegt wurden (Fig. 19). Teilweise sind auch schlierige Übergänge vorhanden (GNOS 1988, RIESEN 1991). Die Randbereiche der Intrusion gegen das prävariszische Kristallin weisen einen granodioritischen Mineralbestand auf (RIESEN 1991). Der zentrale Teil des Düssi-Diorits ist mehrheitlich massig, gegen die Ränder nimmt die alpine Überprägung zu.

Der Mineralbestand der verschiedenen Gesteinstypen variiert sehr stark. Im Gebiet des Fruttstocks kommen vereinzelt Hornblendegabbro und Meladiorit vor, die jeweils bis zu 80% Hornblende enthalten (GNOS 1988). Deutlich häufiger tritt Diorit in verschiedenen Variationen auf. Im Handstück handelt es sich um helle,

zum Teil leicht grünliche fein- bis mittelkörnige massige Gesteine. Ihr Mineralbestand umfasst Plagioklas (Andesin, 25–55%), Hornblende (25–50%), Quarz (1–7%), Kalifeldspat (1–7%) und Biotit (0–8%); akzessorisch kommen Titanit, Apatit, Allanit und Kalzit vor; sekundäre, retrograde Bildungen sind Serizit, Chlorit und Epidot (SIGRIST 1947, GNOS 1988, RIESEN 1991). Plagioklas ist zum Teil saussuritiert. Die schwarzbraune Hornblende ist bis 10 mm lang und meist idiomorph. Sie weist manchmal einen sekundär entstandenen aktinolithischen Saum auf. Stellenweise ist sie auch in Biotit umgewandelt. Der ebenfalls verbreitet vorkommende Monzonit enthält generell etwas mehr Quarz als der Diorit, der Gehalt an Kalifeldspat ist auf Kosten von Plagioklas etwas höher, und ein Teil der Hornblende wurde durch Biotit ersetzt.

Die Kontakte zum prävariszischen Kristallin sind teilweise leicht alpin überprägt. Besonders im westlichen Teil des Intrusivkörpers ist eine intensive Verfingerung von prävariszischem Kristallin mit Teilintrusionen und Apophysen des Düssi-Diorits vorhanden. Der Verlauf des Intrusivkontakts kann in der steilen, versackten und von Hakenwurf geprägten Nordwestflanke des Fruttstocks nur näherungsweise angegeben werden. Eine exakte Kartierung ist in diesem Gelände in Anbetracht der komplexen Verhältnisse nicht möglich. Die Beziehung des Düssi-Diorits zur Tscharren-Formation konnte daher nicht festgestellt werden. Gemäss GNOS (1988) weist ein von SIGRIST (1947) als Amphibolit beschriebenes Gestein im Griesserental (Koord. 2700.270/1179.780) etwa 2,5 km weiter westlich grosse Ähnlichkeit mit dem Düssi-Diorit auf. Auf dem vorliegenden Kartenblatt wurde es jedoch entsprechend den Untersuchungen von SIGRIST (1947) als Amphibolit dargestellt.

Eine U-Pb-Altersbestimmung an Zirkon und Titanit ergab ein Alter von 308 ± 2 Ma (SCHALTEGGER & CORFU 1992). Der Düssi-Diorit ist somit während des zweitältesten Intrusionszyklus («Group B» nach SCHALTEGGER 1994) entstanden, etwa gleichzeitig wie der Voralp-Granit oder der Schöllenen-Diorit weiter westlich, und wird der mittelvariszischen Fruttstock-Gruppe zugeordnet (BERGER et al. 2017b).

γ_{Br} Brunni-Granit: heller mittelkörniger Granit

Der Brunni-Granit bildet als Leukogranit den grössten homogenen Körper innerhalb des Düssi-Brunni-Intrusivkomplexes. Er wurde von GNOS (1988) und RIESEN (1991) als eigenständige lithostratigraphische Einheit ausgeschieden und beschrieben. Sein Hauptverbreitungsgebiet liegt im mittleren Brunnital und erstreckt sich über den Vorder Stotzig Grat bis ins Gebiet des Tschingelfirns.

Makroskopisch ist der Brunni-Granit ein helles, teilweise schwach grünliches oder bräunliches mittelkörniges Gestein. Vereinzelt ist ein leicht porphyrisches Gefüge mit bis zu 15 mm grossen Feldspäten vorhanden. Ein grosser Teil des Brunni-Granits ist schwach bis mässig stark verschiefert. Massige undeformierte

Bereiche sind selten. Eine Zunahme der Verschieferung ist randlich gegen das prävariszische Kristallin sowie generell von Norden nach Süden festzustellen (GNOS 1988, RIESEN 1991).

Der Mineralbestand umfasst Quarz (30–40%), Kalifeldspat (30–40%), Plagioklas (20–30%), Biotit und Chlorit (3–5%); akzessorisch sind Allanit, Apatit und selten Zirkon vertreten, sekundär treten Chlorit, Serizit, Epidot/Klinozoisit und Hämatit auf (GNOS 1988). Quarz bildet rekristallisierte feinkörnige Aggregate. Kalifeldspat ist mikroperthitisch entmischt und oft nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Plagioklas ist meist saussuritisiert.

Gegen Nordosten ist der Brunni-Granit mit dem Straligenstöckli-Gneiskomplex verfingerter. Im Bereich des Intrusivkontakts ist hier lokal eine starke Verschieferung beider Einheiten festzustellen, so dass sich das makroskopische Aussehen der Gesteine sehr stark angleicht und eine scharfe Abgrenzung schwierig ist. Der Kontakt zum prävariszischen Kristallin in der Westflanke des Hinter Stotzig Grat ist nicht zugänglich. Die Kontaktverhältnisse sind daher in diesem Gebiet nicht genau bekannt. RIESEN (1991) deutet den Kontakt in der Flanke des Hinter Stotzig Grats als einen variszisch stark überprägten tektonischen Kontakt. Der Kontakt gegen den Zentralen Aare-Granit ist lokal tektonisch gestört und weist Magnetitvererzungen auf (GNOS 1988).

Am Kontakt zum Düssi-Diorit treten vereinzelt dioritische Schollen im Brunni-Granit auf. Das Vorhandensein von Feldspatxenokristallen in den Dioritschollen sowie die rundliche Form der Schollen deuten darauf hin, dass das granitische Magma in den noch nicht vollständig erstarrten Düssi-Diorit eingedrungen ist (OBERHÄNSLI et al. 1987, RIESEN 1991). Das Bildungsalter des Brunni-Granits dürfte daher demjenigen des Düssi-Diorits von 308 ± 2 Ma entsprechen (SCHALTEGGER & CORFU 1992).

Spät- bis postvariszische Metasedimente und Vulkanite

Die charakteristische Abfolge aus hauptsächlich spätkarbonischen Metasedimenten, Vulkanoklastika und Vulkaniten wurde in der Kartenlegende als spät- bis postvariszische Metasedimente und Vulkanite zusammengefasst (in der Literatur auch als «Maderaner Group» bezeichnet, OBERHÄNSLI et al. 1988). Diese Abfolge tritt mehrheitlich als dünne, steil einfallende Züge auf, die zwischen verschiedenen Einheiten des prävariszischen Kristallins eingeschuppt wurden; diese Züge stellen daher ein fundamentales Element für die Gliederung des prävariszischen Kristallins des Aar-Massivs dar. (SCHENKER 1987, SCHENKER & ABRECHT 1987, OBERHÄNSLI et al. 1988). Die im Kartengebiet vorkommenden spätkarbonischen Gesteinsabfolgen wurden von BERGER et al. (2017a, b) in die Diechtergletscher-Tscharren-Zone im Süden und die Löttschental-Maderanertal-Zone im Norden gegliedert.

DIECHTERGLETSCHER-TSCHARREN-ZONE

Die Gesteine der Diechtergletscher-Tscharren-Zone wurden von BERGER et al. (2017b) aufgrund der klaren chronologischen Beziehungen zur Intrusion des Zentralen Aare-Granits von denjenigen der Lötschental-Maderanertal-Zone getrennt, obwohl sie sowohl lithologisch als auch altersmässig sehr ähnlich sind. Im Gegensatz dazu zeigen die Gesteine der Lötschental-Maderanertal-Zone keine Intrusivkontakte zu den Intrusiva der Haslital-Gruppe (v.a. Zentraler Aare-Granit). Die Diechtergletscher-Tscharren-Zone umfasst die hauptsächlich im Kartengebiet vorkommende Tscharren-Formation sowie die Diechtergletscher-Formation (Atlasblätter Guttannen und Urseren).

Im Gebiet von Atlasblatt Amsteg setzt die Tscharren-Formation beim Spillausee im Hinteretzli ein und zieht quer über das Etzli ins Gebiet des Tscharren, wo sie mit etwa 1400 m die grösste Mächtigkeit erreicht. Im Gebiet Sellenen-Tscharren-Lungental-Griessental ist die Tscharren-Formation mit dem im Norden folgenden prävariszischen Kristallin des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes kompliziert verzahnt und generell schwierig zu kartieren. Die Fortsetzung der Tscharren-Formation gegen Osten ist bis in die Nordwestflanke des Staldenhörelis (Koord. 2702.000/1179.850) gut verfolgbar, wo sie von der Intrusion des Zentralen Aare-Granits abgeschnitten wird. Der weitere Verlauf ist in der steilen, versackten und von Hakenwurf geprägten Nordwest- und Nordflanke des Fruttstocks nicht genau zu lokalisieren. Die Tscharren-Formation weist hier eine deutlich reduzierte Mächtigkeit auf oder setzt sogar ganz aus. Erst im Gebiet Hoch Rinderbiel (Koord. 2704.000/1181.300) erreicht sie nochmals eine Mächtigkeit von etwa 300 m. Die nordöstlichsten Aufschlüsse sind am Brunnbach beziehungsweise etwas östlich davon zu finden. Ob sich die Formation in die steilen Hängen im Gebiet Reistital fortsetzt, ist nicht feststellbar.

Der Begriff «Tscharren-Formation» wurde von FRANKS (1968a) eingeführt. Er beschränkte ihn allerdings auf die vorwiegend feinklastischen Gesteine am Tscharren und bezeichnete die heute als Tscharren-Formation zusammengefasste Lithologien als «Tscharren-Gruppe». Weitere lithologische Beschreibungen des Gebiets stammen von PFLUGSHAUPT (1927), SIGRIST (1947), SCHENKER (1986) und BOTH (1999).

Die Tscharren-Formation besteht aus einem breiten Spektrum an Vulkaniten und vulkanoklastischen Gesteinen (Pyroklastit, Tuffit und Epiklastit) von vorwiegend saurem Chemismus. FRANKS (1968a) beschrieb daneben einen feinkörnigen Mikrogranit («granitoider Subvulkanit»), der auch im Gotthard-Basistunnel angetroffen wurde (GUNTLI et al. 2016). Vereinzelt kommen schmale Lagen aus schwarzem Tonschiefer vor, die allerdings nur am Rossbodenstock (Koord. 2697.090/1175.540) im Kartenmassstab darstellbar sind. Zur Tscharren-Formation werden zudem der Rhyolith am Südgrat des Bristen (Koord. 2695.170/1176.420) sowie der Mikrogranit am Eingang ins Brunnital (Rinderbiel-Mikrogranit) gezählt.

Gegen Süden grenzt die Tscharren-Formation mit einem tektonisch leicht überprägten Intrusivkontakt an den Zentralen Aare-Granit beziehungsweise an den Rossbodenstock-Diorit (S. 89). Der Kontakt gegen das prävariszische Kristallin im Norden ist nur im Gebiet Spillauiplatten gut aufgeschlossen und zugänglich. Bei Koord. 2696.440/1179.280 ist zu beobachten, wie die Strukturen des unregelmässig gebänderten Biotitgneises des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes gegen den Kontakt zur Tscharren-Formation zusehends undeutlicher werden. Der Biotitgneis weist am Kontakt eine brekziöse Struktur auf. Mit unscharfem Übergang folgt ein heller fein- bis mittelkörniger Metapyroklastit. Dieser Übergang wird als primärstratigraphische Auflagerung der vulkanosedimentären Tscharren-Formation auf eine verwitterte Paläooberfläche aus prävariszischem Kristallin interpretiert. Im Gegensatz zur Intschi-Formation sind in der Tscharren-Formation grobkörnige Brekzien- und Konglomerateinschaltungen häufig.

Die Gesteinsabfolge der Tscharren-Formation wurde von der alpinen Metamorphose leicht überprägt. Beim auftretenden Biotit ist eine Unterscheidung zwischen den durch die Intrusion des Zentralen Aare-Granits verursachten kontaktmetamorphen Bildungen von den alpinen, regionalmetamorphen schwierig (SCHENKER 1986). Am Tscharren sind die Gesteine der Tscharren-Formation verfaltet (FRANKS 1968a), was als synmagmatische Deformation im Zusammenhang mit der Intrusion des Zentralen Aare-Granits interpretiert wird (SCHALTEGGER & CORFU 1995).

Eine U-Pb-Altersbestimmung an Tuffit und Ignimbrit der Tscharren-Formation ergab ein Alter von 303 ± 4 Ma (SCHALTEGGER & CORFU 1995). Dies bedeutet, dass die im Späten Karbon an beziehungsweise nahe der Erdoberfläche gebildeten Vulkanite und Vulkanoklastika innerhalb weniger Millionen Jahre steilgestellt und in eine Tiefe von mindestens 8 km versenkt wurden, bevor sie vom Zentralen Aare-Granit an der Grenze Karbon/Perm (297 ± 2 Ma) intrudiert wurden (FRANKS 1968a, SCHENKER 1986).

h_T Tscharren-Formation: Ignimbrit, Tuffit und vulkanosedimentäre Gesteine

Im Gebiet Spillausee–Witenalp wird die Tscharren-Formation von einer hellgrauen fein- bis grobklastischen Abfolge aus Pyroklastit, Tuffit und Epiklastit aufgebaut. Gesamthaft überwiegt ein feinkörniger, porphyrischer Pyroklastit. Beim Spillausee und in der Witenalp kommen jedoch auch vereinzelt Einschaltungen von rhyolithischer Brekzie mit bis zu 1 m langen Komponenten vor (Fig. 20). Die illustrativsten Aufschlüsse dieser Gesteine sind im Gebiet der Witenalp zu finden (FRANKS 1968a).

Im Gebiet des Tscharrrens konnte FRANKS (1968a) innerhalb der Tscharren-Formation drei Member unterscheiden. Als älteste Bildung beschreibt er ein *Ignimbritisches Member*, das aus hell- bis dunkelgrauen fein- bis grobkörnigen



Fig. 20: Rhyolithische Brekzie. Block nördlich der Witenalp, Bildbreite etwa 1 m. Foto C. Gisler.



Fig. 21: Ignimbrit mit hellen Fiamme. Ober Berenen, nördlich des Tscharren (Koord. 2699.870/1179.220). Foto C. Gisler.



Fig. 22: Tuffit im oberen Lungental nördlich des Tscharren (Koord. 2699.390/1179.080).
Foto C. Gisler.

quarz- und feldspatreichen Gesteinen besteht. Eine ziemlich regelmässige, deutliche Schichtung sowie Schrägschichtung implizieren eine Bildung an der Erdoberfläche. Im Gestein häufig auftretende glasige, resorbierte Quarzkörner, Lapilli und Fiamme belegen die vulkanogene Herkunft des Ausgangsmaterials. Sie werden als Ignimbrit sowie verschiedenartige primäre Tuffite – abgelagertes vulkanisches Auswurfmaterial beziehungsweise vulkanische Asche – interpretiert (Fig. 21, 22). Durch nachträgliche Umlagerung der noch unverfestigten pyroklastischen Ablagerungen entstand daraus sekundärer Tuffit und Epiklastit (Tonstein, Sandstein und Konglomerat). Solche Gesteine dominieren in dem über dem Ignimbrischen Member folgenden *Konglomeratischen Member*. Als Komponenten treten in diesen Gesteinen Lithologien des liegenden Ignimbrischen Members auf. Als jüngstes Glied folgt eine von FRANKS (1968a) als *Tuff-Member* bezeichnete Einheit, die von einem raschen Wechsel von Lapilli- und Kristalltuff, Ton- und Siltstein sowie Sandstein aufgebaut wird. In ihrem Aussehen ähneln sie den im Ignimbrischen Member auftretenden Lithologien, weisen aber einen eher dazitischen bis andesitischen Chemismus auf.

Bei den Einsprenglingen, Lapilli und Fiamme dominieren Quarz und Feldspat. In der Grundmasse sind neben diesen beiden Mineralen zusätzlich Serizit, Epidot und Biotit häufige Bestandteile (PFLUGSHAUPT 1927, FRANKS 1968a, SCHENKER 1986). Die Paragenese Serizit-Biotit interpretiert SCHENKER (1986) derart, dass Biotit bei der Intrusion des Zentralen Aare-Granits kontaktmetamorph gesprosst und anschliessend durch die alpine Metamorphose rekristallisiert ist.

Nach FRANKS (1968a) ist die Tscharren-Formation etwa 180 m mächtig, intern verfault und grösstenteils verkehrt gelagert. In ihrer ostnordöstlichen Fortsetzung treten die epiklastischen Sedimente zurück, und es dominiert fein- bis grobkörniger Pyroklastit (Metatuffit und Metaignimbrit), der in Form von Serizitphyllit bis eher massigem Serizitgneis auftritt.

h_{TS} Schwarzer Tonschiefer

Schwarzer Tonschiefer kommt in geringmächtigen Lagen innerhalb des Pyroklastits und des Tuffits vor. Das einzige im Kartenmassstab darstellbare Vorkommen findet sich am Rossbodenstock (Koord. 2697.090/1175.540). Der Tonschiefer enthält lediglich 5–10% optisch nicht näher bestimmbar Tonminerale oder Glimmer und besteht sonst vorwiegend aus sehr feinkörnigem Quarz und einem bedeutenden Anteil an Feldspat. Als Nebengemengteil ist Granat mit 1–2% vorhanden; er dürfte durch die Kontaktmetamorphose im Zuge der Intrusion des Zentralen Aare-Granits entstanden sein (SCHENKER 1986, SCHNEIDER AG 1993a).

ρ_γ Massiger feinkörniger Mikrogranit, subvulkanisch

In der Westflanke des Etzli befindet sich innerhalb der Tscharren-Formation ein helles feinkörniges Gestein magmatischen Ursprungs, das als Mikrogranit bezeichnet wird. Dieser Mikrogranit wird als zeitgleich zur subaerischen Ablagerung der Tscharren-Formation entstandene subvulkanische Bildung interpretiert (FRANKS 1968a, SCHENKER 1986). Eine genaue Abgrenzung zu den vulkanoklastischen Gesteinen ist jedoch im steilen Gelände nicht möglich.

ρ_T Rhyolith

Der Südgrat des Bristen wird nördlich von Pkt. 2897 m (Koord. 2695.170/1176.420) von zwei mehrere Dekameter mächtigen Zügen aus hellgrauem rhyolithischem Gestein durchschlagen. Der südliche Zug besteht aus einem hellen, bräunlich grauen Gestein mit sehr feinkörniger Grundmasse und bis etwa 3 mm grossen Feldspateinsprenglingen. Es könnte sich dabei um den von PFLUGSHAUPT (1927, S. 347) beschriebenen «Porphy vom Südgrat des Bristenstocks» handeln, der, wie er schreibt, keine Quarzeinsprenglinge enthalte und damit mit dem Porphy (Rhyolith) der Windgällen-Formation vergleichbar sei. Der nördliche Zug besteht

aus einem hellgrauen Gestein mit dichter Grundmasse und zahlreichen bis 2 mm grossen Quarz- und Biotiteinsprenglingen. In beiden Zügen sind die Gesteine massig und nur lokal ganz schwach verschiefert. Aufgrund der grossen Mächtigkeit der beiden Züge scheint eine Bildung als Gang eher unwahrscheinlich. In Betracht kommt eine subaerische oder subvulkanische Entstehung, die sich mit den weiter östlich anschliessenden Bildungen der Tscharren-Formation – subvulkanischer Mikrogranit (ρ_{γ}) und Rinderbiel-Mikrogranit ($\pi\gamma_R$) – korrelieren lässt.

$\pi\gamma_R$ **Rinderbiel-Mikrogranit: porphyrischer Mikrogranit**

Nordwestlich des Hoch Rinderbiel am Eingang ins Brunnital tritt ein Gestein auf, das als porphyrischer Mikrogranit bezeichnet wird (GNOS 1988). Das im frischen Bruch dunkelgraue verschieferte Gestein besteht aus einer mikrokristallinen Grundmasse, in der heller Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz einige Millimeter grosse porphyrische Einsprenglinge bilden. Olivgrüner Biotit bildet in der Grundmasse nestartige Aggregate.

Über das Alter ist nichts bekannt. Vom Pyroklastit wird der Mikrogranit aufgrund seines Gefüges abgegrenzt (GNOS 1988). Eine Zugehörigkeit zur Tscharren-Formation – als subvulkanische Bildung – ist durchaus möglich.

LÖTSCHENTAL-MADERANERTAL-ZONE

Im Gegensatz zur Diechtereisgletscher-Tscharren-Zone wurde die Lötschental-Maderanertal-Zone nicht von den Intrusiva der Haslital-Gruppe (v.a. Zentraler Aare-Granit) intrudiert; sie stellt deshalb nach BERGER et al. (2017a, b) einen eigenständigen, etwas weiter nördlich zur Ersteren verlaufenden Zug spätkarbonischer Metasedimente, Vulkanoklastika und Vulkanite dar. Die Gesteine der Lötschental-Maderanertal-Zone weisen zudem keinerlei Anzeichen einer durch die Intrusion der Intrusiva der Haslital-Gruppe an der Grenze Karbon/Perm verursachten Kontaktmetamorphose auf. Neben der im Kartengebiet vorkommenden Intschi-Formation werden von Westen nach Osten die Golttschenried-, Trift-, Windgällen- und Bifertengrätli-Formation zur Lötschental-Maderanertal-Zone gezählt (BERGER et al. 2017a, b).

Die Intschi-Formation besteht aus pyroklastischen, tuffitischen und epiklastischen Ablagerungen, wobei sich die einzelnen Gesteinstypen teilweise in rascher Folge abwechseln. Bei den Epiklastiten hervorzuheben sind die Vorkommen von schwarzen schiefrigen kohligen Metasedimenten, unter anderen der Anthrazit führende Ton- und Siltstein beim Bristenstäfeli (S. 69f.).

Die Intschi-Formation zieht vom Siglisfadgrätli im Westen (Atlasblatt Meiental, LABHART et al. 2015b) südlich von Intschi ins Urner Reusstal und streicht von dort der Nordflanke des Bristen entlang ins Maderanertal, wo sie über eine Distanz von mehr als 5 km von quartären Lockergesteinen überlagert ist. Erst am Fuss

eines Felsbands nordwestlich von Frutt am nördlichen Kartengebietsrand (Koord. 2702.660/1181.980) tritt ein Pyroklastit auf, der als Fortsetzung der Intschi-Formation gedeutet wird. In nordöstlicher Richtung kann die Intschi-Formation im Gebiet von Atlasblatt Schächental (BRÜCKNER & ZBINDEN 1987) bis ins Hüfital verfolgt werden, wo der Pyroklastit nördlich von mesozoischen Sedimentgesteinen begleitet wird, die hier den Kern der stark zerscherten Synklinale der Windgällen-Falte – in den vorliegenden Erläuterungen als Basisüberschiebung der abgescherten Windgällen-Falte interpretiert (S. 138 ff.) – bilden.

Die Gesteine der Intschi-Formation sind durch eine unterschiedlich starke alpine Deformation charakterisiert, die im Allgemeinen gegen den nördlichen Kontakt zum prävariszischen Kristallin hin zunimmt. Im Gebiet Holzzug-Schwandental nördlich von Gurtellen dominieren Vorkommen von Pyroklastit, der am nördlichen Kontakt zum prävariszischen Kristallin stark verschiefert bis phyllitisch ist. Östlich davon, im Urner Reusstalquerschnitt, ist von Süden nach Norden eine Abfolge von Pyroklastit zu Epiklastit zu beobachten (SCHINDLER et al. 1972). Auch hier sind die Gesteine gegen Norden zunehmend stärker verschiefert bis phyllitisch. Im Gebiet des Bristlauitals wurde im neuen Druckstollen des Kraftwerks Amsteg die folgende Abfolge festgestellt: Auf wenig mächtigen Pyroklastit im Süden folgen gegen Norden vorwiegend schiefriger bis phyllitischer Tuffit und teilweise Graphit führender Epiklastit sowie geringmächtige pyroklastische Lagen (SCHNEIDER AG 1993a, 1995). Auf einer Strecke von 30m wurde zwischen Epiklastit ein prävariszischer Hornblendegneis (G_{hos}) durchfahren, was als Verschuppung der Intschi-Formation mit dem prävariszischen Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex interpretiert wird. Im Gebiet des Bristenstäfeli ist die Reihenfolge von Süden nach Norden umgekehrt: Im Süden tritt schiefriger Epiklastit auf, der östlich des Bristenstäfeli das erwähnte Anthrazitvorkommen enthält; gegen Norden folgt wenig verschieferter Pyroklastit. Im Etzliquerschnitt wurde im Gotthard-Basistunnel im Süden Pyroklastit angetroffen, der gegen Norden stärker verschiefert ist und Einschaltungen von geringmächtigem, Graphit führendem Epiklastit enthält (K+P 2010).

Wie erwähnt, sind die Gesteine der Intschi-Formation alpin unterschiedlich stark verschiefert, wobei besonders die sehr stark verschieferten Varietäten durch einen grünschieferfaziellen Mineralbestand charakterisiert sind. Die Schieferung der Gesteine fällt konkordant zum alpinen Streichen steil nach Südsüdosten. Abweichungen davon sind nur im Gebiet des Bristlauitals im Bereich der im vorangehenden Abschnitt erwähnten Verschuppung festzustellen. Gemäss der Beschreibung von HUGI (1923) erscheint dort im alten Druckstollen «das Gebirge wie aus den Angeln gehoben».

Eine stratigraphische Gliederung der Gesteinsabfolge der Intschi-Formation ist nur für die Vorkommen von Anthrazit führendem Ton- und Siltstein in beschränktem Mass möglich (s.u.). Nach SCHENKER (1986) sind die Intschi- und die Windgällen-Formation laterale Äquivalente. Basierend auf dieser Interpretation

dürften die Vulkanite und Pyroklastite der Intschi-Zone gleich alt sein, wie der subvulkanische Mikrogranit und Ignimbrit der Windgällen-Formation («Windgällen-Porphyr»), der mittels U-Pb-Altersbestimmung auf 299 ± 2 Ma datiert wurde (SCHALTEGGER & CORFU 1995).

Die Stellung der Intschi-Formation als eigenständiger Zug aus spät- bis postvariszischen Vulkaniten und vulkanosedimentären Gesteinen innerhalb des prävariszischen Kristallins wurde erst vergleichsweise spät erkannt (PFLUGSHAUPT 1927, FRANKS 1968a, SCHINDLER et al. 1972, SCHENKER 1986), obwohl die Anthrazitvorkommen am Bristenstäfeli (ALB. HEIM 1878, 1921), ebenso wie die Metapyroklastite (HUGI 1923, PFLUGSHAUPT 1927) – damals jedoch nicht als vulkanische Gesteine, sondern als saure Ganggesteine («Quarzporphyre») interpretiert – schon lange bekannt sind, doch wurde der genaue Verlauf der Formation nie im Detail kartiert.

h₁ Intschi-Formation: rhyolithischer Ignimbrit, Rhyolith, Tuffit und vulkanosedimentäre Gesteine

Petrographisch handelt es sich beim Pyroklastit vorwiegend um ein weisses bis hellgraugrünes, hellgrau bis hell rostrot anwitterndes dichtes bis sehr feinkörniges Gestein mit häufig vorkommenden, bis einige Millimeter grossen glasigen Quarz- und Feldspateinsprenglingen. Die Matrix wird aus feinkristallinem Quarz und Feldspat gebildet. Beide Minerale machen zusammen 45–75% des Gesteins aus. Serizit ist zu etwa 20–40% vertreten. Pyrit kommt vereinzelt als Nebengemengteil vor. Der Pyroklastit umfasst rhyolithischen Ignimbrit, Rhyolith und Tuffit. Übergänge zu umgelagertem, sekundärem Tuffit und Epiklastit kommen verbreitet vor. Letztere sind sehr feinkörnig, wittern rostig braun an und sind meist deutlich verschiefert. Sie bestehen vor allem aus Quarz (50–60%), Feldspat (35–45%), Serizit (30–40%, lokal >60%) und Pyrit (0–10%); akzessorisch kommen Chlorit, Apatit und Zirkon vor (JENNI 1973, SCHNEIDER AG 1995).

Der Pyroklastit weist selten noch eine primäre Paralleltexur auf. Im Gelände bildet er oft markante, herauswitternde Rippen beziehungsweise Härtlinge (Fig. 23, 24). Häufig ist er jedoch durch die alpine Überprägung unterschiedlich stark verschiefert und teilweise zu Chlorit-Serizitschiefer bis -phyllit umgewandelt. Die sehr stark verschieferte Varietät wurde auf der Karte separat ausgeschieden (s.u.).

h_{1s} Chlorit-Serizitschiefer bis -phyllit

Sehr stark verschieferter Metapyroklastit, -tuffit und -epiklastit erscheint petrographisch als Chlorit-Serizit- beziehungsweise Serizit-Chlorit-Schiefer bis -phyllit. Das Gestein weist ein granoblastisch-porphyrisches Gefüge auf und besteht vereinzelt aus bis zu über 80% Serizit. Die Farbe reicht von weiss über hellgraugrün bis braungrau. Es können dünne, Graphit führende Lagen, Bänder oder Rutschharnische auftreten (SCHNEIDER AG 1993a).



Fig. 23: Bildmitte und links: hellgrau anwitternder grobbankiger Metapyroklastit der Intschi-Formation. Rechts oben: der hier mit scharfem Kontakt folgende, braungrau anwitternde Pyrit führende Serizitschiefer (Epiklastit). Pkt. 1221 m, Bristlauital (Koord. 2694.360/1179.360), Foto C. Gisler.



Fig. 24: Rippe aus Pyroklastit (Ignimbrit) beim Südportal des Ried-Tunnels der Gotthard-Autobahn (Autobahn A2). Foto F. Schenker.



Fig. 25: Anthrazit führender Ton- und Siltstein der Intschi-Formation, überlagert von beige anwitterndem Pyroklastit. Aufschluss östlich des Bristenstäfeli (Koord. 2695.350/1179.400).
Foto C. Gisler.

Stark verschieferter Tuffit und Epiklastit kann oft nur sehr schwer vom alpin überprägten prävariszischen Kristallin der Sustenhorn-Zone unterschieden werden. Für die Gesteine der Intschi-Formation charakteristisch ist jedoch das praktisch komplette Fehlen von Biotit.

h_{1a} Schwarzer stark verschieferter, Anthrazit führender Ton- und Siltstein

Der Epiklastit besteht lokal aus schwarzem, meist stark verschiefertem bis phyllitischem Ton- und Siltstein (Fig. 25), der als Nebengemengteil einige Volumenprozent Graphit und häufig zahlreiche graphitische Phyllitlagen führt (SCHNEIDER AG 1997b).

Östlich des Bristenstäfeli (Koord. 2695.320/1179.400) finden sich innerhalb des Epiklastits Anthrazitlinsen. Dieses Vorkommen wurde von ALB. HEIM (1878, S. 49) erstmals detailliert beschrieben. Der Anthrazit ist an zwei Stellen zu finden.

Eine Stelle liegt schlecht aufgeschlossen im Ribital an den oben angegebenen Koordinaten. Eine weitere Stelle befindet sich etwa 40 m östlich davon (Koord. 2695.350/1179.400, Fig. 25). Es ist eine Abfolge von zuunterst etwa 1 m feinsandigem bis siltigem, schiefrigem leicht kohligem Tonstein und einer hangenden Anthrazit-schicht von etwa 20 cm Mächtigkeit aufgeschlossen. Der Anthrazit ist schwarz, stark abfärbend, mit glänzenden Rutschspiegeln. Der Kohlenstoffgehalt des dunkelsten Anthrazits vom Bristenstäfeli beträgt 38,2% (PFLUGSHAUPT 1927). Das Gestein ist daher als stark verunreinigter Anthrazit zu bezeichnen. Der Anthrazit wird von einer Lage aus sprödem, brüchigem Pyroklastit überlagert. Die Abfolge kann als Ablagerung von feinklastischen terrigenen Sedimenten mit vereinzelt Anhäufungen von pflanzlichen Überresten interpretiert werden, die von den Auswurfmassen einer vulkanischen Eruption zugedeckt wurden.

Weitere Vorkommen von schwarzem schiefrigem Tonstein befinden sich im Schwandental nördlich der Hohenegg (Koord. 2691.620/1179.060), westlich von Hinter Ried an der Reuss (Koord. 2692.340/1179.070, SCHINDLER et al. 1972) und bei Herrenlimi im unteren Etzli, etwa auf Kote 1000 m ü. M. am Etzlibach.

In diesen kohligten Metasedimenten konnten keine Fossilien gefunden werden. Die Einstufung ins Späte Karbon erfolgt aufgrund der durch pflanzliche Fossilienfunde datierten (JONGMANS 1960), lithologisch und von der tektonischen Stellung her vergleichbaren Gesteinsabfolge der Bifertengrätli-Formation nördlich des Tödi. Die Anthrazit führenden Metasedimente dürften damit etwas älter sein als der Pyroklastit.

Spät- bis postvariszische Intrusiva (Haslital-Gruppe)

An der Grenze Karbon/Perm (299–295 Ma) intrudierten als Höhepunkt des variszischen bis postvariszischen Magmatismus die kaliumbetonten kalkalkalischen bis subalkalischen Intrusiva des jüngsten Intrusionszyklus, die nach BERGER et al. (2017a, b) als Haslital-Gruppe zusammengefasst werden («Group C» von SCHALTEGGER 1994). Neben dem Zentralen Aare-Granit werden im Kartengebiet der Rossbodenstock-Diorit, der Bugnei-Granodiorit, der Pardatschas- und der Strem-Granit sowie zwei kleinere Intrusivkörper im hinteren Maderanertal (Balmenegg- und Hinterbalm-Granit) in die Haslital-Gruppe gestellt. Zu erwähnen ist, dass im Gebiet von Atlasblatt Amsteg nur das Alter des Zentralen Aare-Granits bekannt (297 ± 2 Ma, SCHALTEGGER & CORFU 1992) und somit dessen Zuordnung zur Haslital-Gruppe gesichert ist. Die restlichen Intrusiva wurden aufgrund von Feldbefunden, ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung sowie ihrer tektonischen Stellung der Haslital-Gruppe zugewiesen. Speziell ist die zeitliche Einordnung des Strem-Granits, dessen Alter (350 Ma, SCHALTEGGER & CORFU 1992) im Widerspruch zu Feldbeobachtungen steht (S. 78).

δ_R **Rossbodenstock-Diorit: Hornblende führender Biotit-Quarzdiorit**

Der Rossbodenstock-Diorit ist ein maximal einige hundert Meter breiter und etwa 3 km langer Zug aus vorwiegend dioritischem Gestein; er tritt südlich und östlich des Rossbodenstocks im Hinteretzli auf. KÖNIGSBERGER (1910) war der erste, der dieses Gestein kartierte; die Bezeichnung Rossbodenstock-Diorit geht auf PFLUGSHAUPT (1927, S. 337ff.) zurück, der diesen detailliert beschrieb. Weitere Angaben stammen von BOTH (1999).

Es handelt sich um einen im Zentrum des Intrusivkörpers massigen, grobkörnigen Biotit-Hornblende- bis Hornblende-Biotit-Quarzdiorit. Randlich sind eine Abnahme der Korngrösse sowie eine einsetzende Verschieferung feststellbar. Charakteristisch für das im frischen Bruch schwarzgraue Gestein sind bis 1 cm grosse idiomorphe schwarzgrüne Hornblendekristalle, die von Quarz und meist idiomorphem Plagioklas (Oligoklas–Labradorit) umgeben sind. Als weiterer Hauptgemengteil kommt Biotit vor, der stellenweise häufiger als Hornblende ist. Als Akzessorien treten Apatit, Magnetit, Ilmenit, Titanit, Rutil sowie spärlich Granat und Zirkon auf. Sekundäre Neubildungen sind Epidot und Zoisit. Bemerkenswert ist das völlige Fehlen von Kalifeldspat. Die besten Aufschlüsse des Rossbodenstock-Diorits befinden sich westlich der Alp Gulmen (Koord. 2697.980/1175.280). Beim Masten der Hochspannungsleitung nördlich Gulmen (Koord. 2698.060/1175.450) grenzt der Rossbodenstock-Diorit an helle granodioritisch-tonalitische Gesteine, die keine Ähnlichkeit mit dem Zentralen Aare-Granit aufweisen. Einige Dioritschollen im helleren Gestein deuten an, dass der Diorit älter ist. Am Weg vom Hinteretzli zur Witenalp sind in einer Bachrinne bei Koord. 2698.460/1175.870 ähnliche, schlierige granodioritisch-tonalitische Gesteine zu finden, die ebenfalls zum Rossbodenstock-Diorit gestellt werden. Diese Konstellation ist vergleichbar mit dem Düssi-Brunni-Intrusivkomplex, wo ebenfalls basischere Magmen von saureren intrudiert und in Schollen zerlegt wurden.

Im Gotthard-Basistunnel wurde südlich der Tscharren-Formation in der verlängerten Streichrichtung des Rossbodenstock-Diorits auf einer Länge von etwa 500 m eine inhomogene Zone aus relativ stark vergneisten, fein- bis mittelkörnigen, quarzmonzonitischen, granitischen bis granodioritischen Gesteinen mit dioritischen und tonalitischen Schollen durchfahren, die als Teil des Zentralen Aare-Granits interpretiert wurden (GUNTLI et al. 2016). Aufgrund des Oberflächenbefunds ist jedoch wahrscheinlich, dass diese Zone die Fortsetzung des Rossbodenstock-Diorits im Bereich des Gotthard-Basistunnels darstellt. Erst südlich an diese inhomogene Zone anschliessend folgt im Tunnel der Zentrale Aare-Granit in typischer, normalfazialer Ausbildung, in Übereinstimmung mit den Verhältnissen an der Erdoberfläche.

Die Kontakte zu den Nebengesteinen sind bisher kaum untersucht worden. Im Gotthard-Basistunnel ist der Übergang von der Tscharren-Formation zur oben erwähnten südlich anschliessenden inhomogenen Zone unscharf (K+P 2010). Beim

Stöckli im Hinteretzli (Koord. 2697.630/1175.180) tritt zwischen dem Rossbodenstock-Diorit und dem Zentralen Aare-Granit ein schmaler Streifen von Gneis auf, der als Teil des prävariszischen Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes interpretiert wird.

Das Alter des Rossbodenstock-Diorits ist nicht bekannt. PFLUGSHAUPT (1927) hält ihn für leicht älter als den Zentralen Aare-Granit. Nach BOTH (1999) könnte es sich um ein basisches Kumulat aus einem tieferen Bereich der Intrusion des Zentralen Aare-Granits handeln. SCHENKER (1986, S. 88) interpretiert ihn als subvulkanische Bildung während der Entstehung subaerischer vulkanischer Ablagerungen, das heisst ähnlich der unmittelbar nördlich angrenzenden Tscharren-Formation. Bemerkenswert ist die Lage des Intrusivkörpers zwischen der rund 304 Ma Jahre alten Tscharren-Formation und dem 297 Ma Jahre alten Zentralen Aare-Granit. In der vorliegenden Karte wird der Rossbodenstock-Diorit als eine frühere, basischere Begleiterscheinung des Zentralen Aare-Granits gedeutet und entsprechend als spät- bis postvariszische Bildung eingestuft.

γδ_B Bugnei-Granodiorit: mittelkörniger Granodiorit

Der zwischen Sedrun und Segnas markant ins Vorderrheintal ragende Hügelzug Bostg wird mehrheitlich vom Bugnei-Granodiorit aufgebaut, einem grün-grauen mittelkörnigen massigen bis flaserigen Gestein. Ausserhalb einer von Sedrun bis Segnas ziehenden Kernzone mit massiger Ausbildung ist der Bugnei-Granodiorit mässig bis stark verschiefert. Bei schwacher Überprägung erscheint das Gestein flaserig, bei starker Überprägung deutlich schiefrig. Gute Aufschlüsse der massigen Varietät können nördlich Bugnei im Gebiet Uaul Bugnei entlang der Strasse nach Val Dadora studiert werden (Fig. 26).

Die Abgrenzung des Bugnei-Granodioritstocks ist gegen Westen gut bekannt. Die westlichsten Aufschlüsse finden sich am Drun nördlich von Sedrun (Koord. 2701.760/1171.200). Im nur etwa 350 m weiter westlich und etwa 1000 m tiefer verlaufenden Gotthard-Basistunnel wurde der Bugnei-Granodiorit bereits nicht mehr angetroffen. Gegen Osten kann er bis zum Kartengebietsrand nördlich von Clavaniev verfolgt werden. Die tektonische Stellung des Bugnei-Granodiorits war lange Zeit unsicher und die Frage der Zugehörigkeit – Aar-Massiv oder Tavetsch-Decke – umstritten. Frühere Bearbeiter interpretierten ihn als einen Teil der Tavetsch-Decke (ehemals «Tavetscher Zwischenmassiv», WINTERHALTER 1930, NIGGLI 1944, SCHNEIDER AG 1993 a). In Übereinstimmung mit der Interpretation der Geologischen Spezialkarte Nr. 129 «Geological Map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes» (BERGER et al. 2017a, b) wird der Bugnei-Granodiorit in der vorliegenden Karte dem Aar-Massiv zugeordnet. Die tektonische Stellung des Bugnei-Granodiorits wird im Kapitel Tektonik auf Seite 142f. ausführlicher diskutiert.



Fig. 26: Detailaufnahme des Bugnei-Granodiorits aus dem zentralen, massigen Teil des Intrusivkörpers. Nördlich von Bugnei. Foto C. Gisler.

Der Mineralbestand umfasst Plagioklas (42%), Quarz (32%), Kalifeldspat (17%) sowie Biotit und weitere Nebengemengteile (9%, NIGGLI 1944). Die Feldspäte sind sowohl in der stark verschieferten als auch in der massigen Varietät in beträchtlichem Masse zu Klinozoisit und Serizit zersetzt, weisen aber noch eine deutliche kristallographische Begrenzung auf. Biotit ist oft chloritisiert. Als akzessorische Bestandteile kommen im primären Mineralbestand Hornblende, Titanit und Allanit vor. Alpine Neubildungen umfassen Serizit, Klinozoisit, Epidot und Chlorit. Die alpin neu gebildeten Minerale bewirken die meist vorhandene schwache Grün- bis Gelbfärbung des Gesteins. Zum Alter des Bugnei-Granodiorits liegen keine Angaben vor.

Stark verschiefertes Bugnei-Granodiorit

In einer breiten, auf dem Kartenblatt als eigenständige Einheit dargestellten Randzone ist der Bugnei-Granodiorit aufgrund tektonischer Überprägung stark verschiefert. Illustrative Aufschlüsse dieser verschieferten Varietät finden sich westlich von Segnas entlang des Fahrwegs nach Run Cunel etwa zwischen Koord.

2705.900/1172.300 und 2705.400/1171.900. Generell überwiegen die alpinen Neubildungen gegenüber den primären Bestandteilen.

γ_P **Pardatschas-Granit: fein- bis mittelkörniger Granit, massig bis stark verschiefert oder mylonitisch**

Der von HUBER (1948) als «Südlicher Granitgneis» bezeichnete Zug aus zum Teil stark vergneistem Granit südlich des Strem-Granits wird neu Pardatschas-Granit genannt. Er bildet eine etwa 1 bis 2 km breite Zone in mittleren Lagen am Nordhang des Vorderrheintals. Der Pardatschas-Granit baut im Gebiet Tschamut-Sedrun die ersten markanten, gegen Süden vorgelagerten Gipfel auf, unter anderen den Culmatsch und den namengebenden Piz Pardatschas nördlich von Sedrun (Koord. 2702.120/1173.870). Der Pardatschas-Granit (ehemals «Südlicher Granitgneis») wurde in der Literatur von verschiedenen Autoren detailliert beschrieben (NIEDERER 1932, HUBER 1948, SCHNEIDER AG 1993a, FREI 1999, NIGGLI et al. 2008, K+P 2010).

Der überwiegende Teil des Pardatschas-Granits besteht aus einem hellen glimmerarmen Granit. In diesem eingelagert sind unterschiedliche Gesteinstypen ebenfalls magmatischen Ursprungs, die auf der Karte separat dargestellt sind. Von Osten nach Westen sowie von Norden nach Süden ist eine zunehmend stärkere Vergneisung bis lokale Mylonitisierung zu beobachten. Die massige bis wenig verschieferte Varietät ist weissgrau, teilweise leicht grünlich grau und meist fein- bis mittelkörnig. Das Gestein ist gelegentlich leicht porphyrisch mit bis 20 mm grossem Kalifeldspat. Der Mineralbestand zeigt einen granitischen Charakter und umfasst Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas als Hauptgemengenteile. Quarz weist zum Teil ein Deformationsgefüge mit länglichen, parallel zur Schieferung eingeregelteten Körnern auf. Kalifeldspat ist spröde zerbrochen, Plagioklas oft zu Serizit zersetzt. Biotit ist grün und selten chloritisiert. Der Übergang von der massigen über die stark verschieferte zur mylonitischen Varietät ist durch eine zunehmende Einregelung der Minerale, die Bildung von dünnen Quarzschnüren und Serizitlagen sowie eine Abnahme der Korngrösse gekennzeichnet. Quarz weist in den dünnen Schnüren ein polygonales Gefüge auf. Die Feldspäte bilden in der verschieferten Varietät zunächst Porphyroklasten, in der mylonitischen sind sie vollständig zersetzt oder zerbrochen. Trotz der deutlich ausgebildeten Paralleltexur der mylonitischen Varietät erscheinen alle Gesteinstypen makroskopisch mehrheitlich kompakt (Fig. 27). Die von NIEDERER (1932) und HUBER (1948) innerhalb des Pardatschas-Granits ausgeschiedenen Quarzitzüge stellen stark mylonitische Bereiche des Pardatschas-Granits dar und werden auf der Karte nicht ausgeschieden.

Über das Alter und die Genese des Pardatschas-Granits existieren unterschiedliche Ansichten. Nach HUBER (1948) wird der Pardatschas-Granit als eine stärker verschieferte Varietät des Strem-Granits und somit als Teil der variszischen bis postvariszischen Intrusiva gedeutet. Im Schlussbericht des Teilabschnitts Am-



Fig. 27: Gefaltete Quarzzader im mylonitischen Pardatschas-Granit. Westflanke des Druntobels.
Foto C. Gisler.

steg des Gotthard-Basistunnels wird der Pardatschas-Granit zu den spätvariszischen Intrusiva gestellt (K+P 2010). Andere Autoren nehmen für die Einheit ein prävariszisches Alter an (LABHART 1977, 1999, SCHNEIDER AG 1993a, BERGER et al. 2017a, b).

Gegen Süden grenzt der Pardatschas-Granit an den Pulanera-Gneiskomplex und an den Bugnei-Granodiorit. Kontakte sind nirgends aufgeschlossen. Helle granitische Apophysen im Bugnei-Granodiorit in der Nähe des Kontakts zum Pardatschas-Granit nördlich von Disentis (Atlasblatt Trun) deuten ein jüngeres Alter des Letzteren an. Die Abgrenzung zum nördlich anschliessenden Strem-Granit ist unscharf (S. 78).

Schollenreiche Fazies des Pardatschas-Granit

Magmatische Gesteine mit dioritischer, quarzdioritischer, granodioritischer, syenitischer und gabbroider Zusammensetzung bilden innerhalb des Pardatschas-Granits einige grössere homogene Bereiche. Sie durchsetzen den Granit in zahlreichen, wenige Dekameter bis mehr als 300m mächtigen, parallel zum alpinen Streichen orientierten zusammenhängenden oder in Schollen zerlegten Zügen.

Ihre Häufigkeit nimmt von Westen nach Osten tendenziell ab. Eine Abgrenzung dieser Gesteinstypen gegeneinander sowie zum Granit ist im Feld schwierig. HUBER (1948) hat den komplizierten Aufbau dieser Schollenzonen eingehend beschrieben. Die Gesteine bestehen vorwiegend aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Hornblende und Biotit sowie aus deren alpinen Umwandlungsprodukten. Sie sind, wie der umgebende Pardatschas-Granit, in unterschiedlichem Ausmass verschiefert und mylonitisch. Zu diesen Schollenzonen gehören auch die von NIEDERER (1932), NIGGLI (1944) und HUBER (1948) beschriebenen dioritischen und gabbroiden Gesteine des Druntobels (HUBER 1948, S. 606). Aufgrund ihres Auftretens als Schollen im Pardatschas-Granit dürfte es sich dabei um Nebengesteinseinschlüsse älterer, während den ersten beiden Intrusionszyklen entstandener, früh- bis mittelvariszischer Intrusiva handeln.

$\gamma_{\delta P}$ **Granodiorit, Tonalit bis Quarzdiorit**

Im Gebiet Val Strem – Cuolm da Vi tritt ein relativ einheitlicher, vom Pardatschas-Granit abgrenzbarer Zug aus Granodiorit, Tonalit und Quarzdiorit auf (HUBER 1948). Dieser Zug wurde auch im Gotthard-Basistunnel auf einer Strecke von etwa 550 m durchfahren (s. Taf. 1, Profil 2, K+P 2010). Die Hauptmasse wird von einem massigen Granodiorit bis Quarzdiorit gebildet.

γ_S **Strem-Granit: mittelkörniger, z.T. porphyrischer Granit**

Der Strem-Granit bildet östlich des Urner Reusstals einen 0,8 bis 1,8 km breiten Zug aus einem dem Zentralen Aare-Granit ähnlichen, jedoch oft porphyrischen Granit, der in der früheren Literatur als «Südlicher Aare-Granit» bezeichnet wurde (KÖNIGSBERGER 1910, NIEDERER 1932, HUBER 1948). Um Verwechslungen mit einem im Gebiet Grosser Aletschgletscher – Furkapass ebenfalls als «Südlicher Aare-Granit» genannten (STALDER 1964), möglicherweise ungleich alten Intrusivkörper zu vermeiden, wurde in der Geologischen Spezialkarte Nr. 129 (BERGER et al. 2017a, b) neu die Bezeichnung Strem-Granit – benannt nach dem Val Strem nördlich von Sedrun – eingeführt. Der Strem-Granit löst sich im Gebiet nordwestlich des Oberalppasses vom Zentralen Aare-Granit (Atlasblätter Urseren und Oberalppass) und zieht auffällig konstant parallel zum alpinen Streichen in ostnordöstlicher Richtung. Beschrieben wurde er von KÖNIGSBERGER (1910), NIEDERER (1932), HUBER (1948), PAZELLER (1985), HANSEN (1999), FREI (1999) und K+P (2010).

Der Strem-Granit ist ein helles mittel- bis grobkörniges gleichkörniges bis porphyrisches Gestein. Es ist oft eine Schieferung beziehungsweise Flaserung feststellbar; wenig deformierte, massige Bereiche kommen jedoch ebenfalls vor. Nur die porphyrische Varietät kann sicher vom Zentralen Aare-Granit unterschieden werden. Die Feldspäte bilden quadratische bis rechteckige, manchmal leicht



Fig. 28: Detailaufnahme der mässig stark verschieferten porphyrischen Varietät des Strem-Granits (angewitterte Oberfläche). Nördlich von Bauns, Val Strem (Koord. 2701.020/1173.580). Foto C. Gisler.

gerundete Porphyroklasten, die dem Granit einen fast augengneisartigen Charakter verleihen (Fig. 28). Die gleichkörnige Varietät weist grosse Ähnlichkeiten mit dem Zentralen Aare-Granit auf und ist beispielsweise am Südrücken des Piz Gendusas (Koord. 2702.500/1175.000) und am Gipfel des Caschlè (Koord. 2699.730/1173.520) zu finden.

Die starke Verschieferung des Strem-Granits führte dazu, dass frühere Bearbeiter Teile des Granitkörpers als prävariszischen Gneis interpretierten (KÖNIGSBERGER 1910, NIEDERER 1932). Die porphyrische Varietät wird als Hauptmasse des Strem-Granits gedeutet, während die gleichkörnige Varietät als südliche aplitische Randfazies interpretiert wird (HUBER 1948). Es kann aber oft auch porphyrischer Granit nahe am südlichen Kontakt und gleichkörniger Granit im Innern des Intrusivkörpers auftreten. Die Übergänge zwischen den beiden Varietäten sind generell unscharf, weshalb eine Unterscheidung auf der Karte nicht möglich ist.

Der Mineralbestand umfasst Kalifeldspat (35–55%), Quarz (25–45%), Plagioklas (10–15%) und Biotit (5–15%); akzessorisch vorhanden sind Apatit, Leukoxen – ein feinkristallines Aggregat von Titanoxiden und Titanit –, Allanit und Zirkon

(PAZELLER 1985, HANSEN 1999). Alpine Neubildungen wie Serizit, Klinozoisit, Epidot und Kalzit sind besonders in den stark verschieferten Bereichen häufig. Quarz ist zu einem Gleichgewichtsgefüge rekristallisiert und makroskopisch oft schwer erkennbar. Plagioklas kann bei starker Verschieferung vollständig zu einem Serizit- und Klinozoisitgewebe zersetzt sein; Biotit ist zum Teil chloritisiert.

Der Strem-Granit wird an der Rientallücke (Koord. 2691.990/1170.240) im Südwestteil des Kartengebiets durch einen hellen quarzreichen Mylonit (M_q) und einen schmalen Zug aus basischen Magmatiten (δ) vom Zentralen Aare-Granit getrennt. Im Fellital, weiter östlich bei Koord. 2693.05/1170.65, stossen beide Granite aneinander, wobei der eigentliche Kontakt vom Schutt einer Runse bedeckt ist. Im Handstück ist kein Unterschied zwischen den beiden Graniten feststellbar. Zwischen dem Fellital und dem Piz Ault grenzt der Strem-Granit gegen Norden an den Chrüzlistock-Migmatit (GM_c). Der Kontakt ist jedoch meist unscharf. Im Val Giuv können aus dem Strem-Granit kommende Apophysen festgestellt werden, die den Chrüzlistock-Migmatit durchsetzen (HUBER 1948). An der Fuorcla da Cavadiras bildet der Strem-Granit einen primären Intrusivkontakt zur Val-Gliems-Formation (EUGSTER 1951). Der Kontakt gegen Süden ist westlich des Val Mila durch den südlichen Zug des Giuv-Syenits gegeben. Weiter östlich grenzt der Strem-Granit an den Pardatschas-Granit, dessen heller verschieferter Granittyp der gleichkörnigen Varietät des Strem-Granits sehr ähnlich ist, so dass der Kontakt auch bei guten Aufschlussverhältnissen nur auf einige Dekameter genau bestimmt werden kann. Auffallend ist, dass in diesem Übergangsbereich morphologisch jeweils ein Wechsel von sehr grobblockig geklüftetem Strem-Granit zu deutlich weniger grobblockigem Pardatschas-Granit stattfindet.

Eine U-Pb-Altersbestimmung an Zirkon und Allanit des Strem-Granits ergab ein ungenaues frühvariszisches Alter von etwa 350 Ma (SCHALTEGGER & CORFU 1992). Gemäss HUBER (1948, S. 570) durchsetzen Apophysen aus dem Strem-Granit den 334 Ma alten Giuv-Syenit. Falls sich die relative Abfolge bestätigt, würde dies bedeuten, dass der Strem-Granit jünger als der Giuv-Syenit sein müsste. Ein weiteres Indiz für eine Bildung nach der Hauptphase der variszischen tektonischen Bewegungen und der Intrusion der zahlreichen früh- bis mittelvariszischen Intrusiva ist der geradlinige, parallel zum Streichen des Aar-Massivs orientierte Verlauf des Granitkörpers.

δ_s Diorit

Südlich des Piz Run (Koord. ca. 2706.580/1176.990) treten im Strem-Granit zwei kleine Vorkommen von Diorit auf. Es könnte sich dabei um Schollen des Curtin-Monzodiorits handeln, der weiter östlich im Gebiet von Atlasblatt Trun ausgedehnte Schollenzonen im Strem-Granit bildet.

7A Zentraler Aare-Granit: mittel- bis grobkörniger Biotitgranit, mit z.T. leicht grünlichem Feldspat

Der Zentrale Aare-Granit ist gesamthaft über eine Länge von 85 km und eine maximale Breite von 8–10 km aufgeschlossen. Er stellt damit den grössten zusammenhängenden Granitkörper der Schweizer Alpen dar. Sein östliches Ende befindet sich im Gebiet von Atlasblatt Amsteg. Er dominiert im Südwestteil des Kartengebiets und nimmt mit etwa 42 km² ungefähr einen Fünftel der Kartenfläche ein. Die Berge der Riesenstockkette sowie der höchste Punkt des Kartengebiets, der Oberalpstock, werden vom Zentralen Aare-Granit aufgebaut. Das Fellital – ein markantes, Nord–Süd verlaufendes Seitental des Urner Reusstals – verläuft, abgesehen vom obersten und untersten Talabschnitt, innerhalb des Granits.

Der Zentrale Aare-Granit im Bereich des Kartengebiets wurde von zahlreichen Bearbeitern untersucht (PFLUGSHAUPT 1927, SIGRIST 1947, HUBER 1948, GNOS 1988, SCHALTEGGER 1989, 1990a, 1990b, 1997, SCHALTEGGER & VON QUADT 1990, SCHALTEGGER & CORFU 1992, 1995, SEELIG 2009, BUCHER & SEELIG 2018). Ergänzende geochemische Analyseresultate lieferte SCHENKER (1986), Befunde aus Untertagebauten stammen von SCHNEIDER AG (1997b) und K+P (2010). Die westlich angrenzenden Gebiete der Atlasblätter Meiental und Urseren wurden von LABHART et al. (2015a, b) beziehungsweise von LABHART (2012) und LABHART & RENNER (2012) bearbeitet.

Beim Zentralen Aare-Granit im weiteren Sinne handelt es sich um die Normalfazies, die im Urner Reusstal und im Fellital, im oberen Etzli sowie um den Witenalpstock herum verbreitet auftritt. Der Granit ist im frischen Bruch hell, teilweise leicht grünlich oder bräunlich, mittel- bis sehr grobkörnig sowie gleichkörnig oder auch leicht porphyrisch ausgebildet (Fig. 29). Die mineralogische Zusammensetzung des Normaltyps im Urner Reusstal umfasst Plagioklas (28–41%), Quarz (18–35%), Kalifeldspat (25–32%) und Biotit (4–10%), akzessorisch kommen Epidot, Chlorit, Allanit, Titanit, Apatit, Zirkon, Pyrit und Fluorit vor; Epidot und Chlorit sind sekundäre Neubildungen (HUBER 1948, SCHALTEGGER & VON QUADT 1990, SCHNEIDER AG 1997b).

Von Norden nach Süden können bei der Ausprägung der Hauptgemengeteile Alterations- und Rekrystallisationserscheinungen festgestellt werden, die auf eine in dieser Richtung zunehmende alpinmetamorphe Überprägung zurückzuführen sind. Quarz zeigt im Norden undulöse Auslöschung, Bildung von Mikrorissen und erste Neubildungen von kleinsten Quarzkörnern. Vereinzelt können noch Granitvarietäten mit glasklaren Quarzkörnern gefunden werden, so zum Beispiel westlich der Chluserlücke (Koord. 2694.900/1176.000). Bei stärkerer tektonischer und metamorpher Überprägung im Süden sind die ursprünglichen Quarzkörner vollkommen zu einem feinkörnigen Gemenge rekristallisiert («Sandquarz», VOLL 1976, LABHART 1977, BAMBAUER et al. 2009). Bei Plagioklas findet gegen Süden generell zunehmend eine Umwandlung in Serizit und Epidot statt (Saussuritisie-



Fig. 29: Schwach alpin überprägter Zentraler Aare-Granit. Südwestflanke des Riesenstocks.
Foto, C. Gisler.

rung), die bei gleichzeitig zunehmendem Verschieferungsgrad zu einer Grün- bis Gelbfärbung des Granits führt, der unter diesen Umständen treffender als Metagranit beziehungsweise Granitgneis zu bezeichnen wäre. Diese mit der Saussuritierung verbundene Verfärbung wirkt sich besonders in Bereichen mit primär hohem Gehalt an Plagioklas aus, die modal einem granodioritischen Mineralbestand entsprechen.

Gliederung

Der Zentrale Aare-Granit besteht aus einer Normalfazies, die die Hauptmasse im zentralen Teil des Intrusivkörpers bildet. Gegen die umhüllenden Gesteine im Norden und Süden tritt eine von dieser Normalfazies mineralogisch und geochemisch abweichende saure Randfazies auf (Tab. I).

Die Abgrenzung der Normalfazies gegen die nördliche beziehungsweise südliche saure Randfazies kann im Feld nicht scharf gezogen werden. Der Übergang ist, wie beispielsweise im neuen Druckstollen des Kraftwerks Amsteg beobachtet werden konnte (SCHNEIDER AG 1997b), graduell und äussert sich makroskopisch in einer Abnahme des Biotitgehalts sowie einer leichten Abnahme der Korngrösse

von der Normal- zur Randfazies (SCHNEIDER AG 1997b). Geochemisch ist der Unterschied jedoch deutlich feststellbar (Tab. 1).

Innerhalb der Normalfazies können makroskopisch verschiedene Granittypen unterschieden werden. Die Unterschiede beruhen auf mineralogischen, geochemischen sowie textuellen – primären wie alpinktonisch bedingten – Variationen. SCHALTEGGER (1989) konnte im Querprofil längs des Urner Reusstals mehrfache Wechsel von granodioritischen und granitischen Typen beobachten. Mit diesen Verhältnissen korrelierbare Wechsel können auch im Fellital festgestellt werden. Eine flächendeckende Kartierung ist aber nicht möglich, da die verschiedenen Typen durch fließende Übergänge miteinander verbunden sind. Innerhalb der Normalfazies treten in der Westflanke des Fellitals und in der Südostflanke des Bristenstocks aplitgranitische Stöcke auf.

Saure Randfazies des Zentralen Aare-Granits (im Allgemeinen)

Gegen die Kontakte zum prävariszischen Kristallin hin wird der Zentrale Aare-Granit graduell etwas heller und saurer. Geographisch kann diese saure Randfazies in eine nördliche und eine südliche gegliedert werden.

Die *nördliche Randfazies* besteht aus einem weissen bis leicht bräunlich beigen massigen mittel- bis grobkörnigen aplitischen Leukogranit. Im Kartengebiet tritt diese nördliche Randfazies in verschiedenen, räumlich voneinander getrennten Vorkommen auf. Das bekannteste ist dasjenige im Urner Reusstal an der Typuslokalität beim Steinbruch Gütli südöstlich von Gurtellen (Koord. 2691.300/1176.400, «Gütli-Granit»). Die saure Randfazies tritt auf einer Breite von etwa 800 bis 900 m auf. Ein weiteres Verbreitungsgebiet liegt am Ostende des Intrusivkörpers im Gebiet des Oberalpstocks. Ohne oberflächliche Verbindung mit der Hauptmasse des Zentralen Aare-Granits tritt bei der Lokalität Unter der Flue südöstlich von Bristen (Koord. 2696.300/1180.100) ein heller Leukogranit auf, der makroskopisch und geochemisch grosse Ähnlichkeiten mit der nördlichen Randfazies im Urner Reusstal und am Oberalpstock aufweist. Dieses Vorkommen wird auf der Karte als eigenständige Einheit ausgeschieden und auf Seite 83f. beschrieben. Im wenig östlich verlaufenden Gotthard-Basistunnel wurde in diesem Bereich auf einer Länge von etwa 600 m der Bristen-Granit angefahren, der makroskopisch und geochemisch in vielen Punkten mit den genannten Varietäten der nördlichen Randfazies übereinstimmt und daher ebenfalls als Teil des Intrusivkörpers interpretiert wird (S. 84f.). In Tabelle 1 sind die Resultate chemischer Analysen der verschiedenen Granitvarietäten aufgelistet.

Die mittlere mineralogische Zusammensetzung der nördlichen Randfazies im Urner Reusstal umfasst Kalifeldspat (35–45%), Quarz (25–35%), Plagioklas (22–27%), Biotit (3–5%) und Chlorit (2–3%); akzessorisch kommen Epidot, Serizit, Fluorit, Titanit, Zirkon, Apatit, Granat, Stilpnomelan und Pyrit vor (SCHALTEGGER 1989, SCHALTEGGER & VON QUADT 1990, SCHNEIDER AG 1997b). Quarz

Tab. 1: Gesamtanalysen (Hauptelemente und ausgewählte Spurenelemente) des Zentralen Aare-Granits und assoziierter Gesteine.

Gestein	Quelle	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Gew.-%		CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
							MnO	MgO				
Normalfazies (Urner Reusstal)	SCHALTEGGER (1990a)	43	69,86	0,40	14,48	2,78	0,07	0,78	1,77	4,29	3,90	0,12
Nördliche Randfazies (Urner Reusstal)	SCHALTEGGER (1990a)	11	75,61	0,10	12,73	1,38	0,04	0,25	0,43	4,02	4,36	0,02
Saure Randfazies, Varietät «Unter der Flue»	SCHENKER (1986)	1	75,06	0,07	11,92	0,58	0,04	0,10	0,42	3,76	4,53	0,01
Saure Randfazies, Varietät Bristen-Granit	SEELIG & BUCHER (2009)	4	77,03	0,05	12,23	0,87	0,04	0,02	0,42	4,04	4,29	0,01
Nördliche Randfazies (Oberalpstock)	GNOS (1988)	4	74,99	0,07	12,69	0,47	0,03	0,13	0,21	4,70	4,84	0,02
Südliche Randfazies (Urner Reusstal)	SCHALTEGGER (1990a)	8	73,00	0,23	13,34	1,77	0,06	0,47	1,19	4,04	4,13	0,07
Aplite, Gänge, Stöcke (Grimselgebiet – Urner Reusstal)	SCHALTEGGER (1990a)	27	75,33	0,10	12,57	1,17	0,03	0,21	0,43	3,52	4,95	0,42
Basische Gänge (Urner Reusstal)	OBERHÄNSLI (1986)	5	55,52	0,99	16,40	7,06	0,15	5,59	5,34	2,32	4,32	0,34
Gestein	Quelle	Rb	Sr	Zr	Nb	Ba	Th	U				
									ppm			
Normalfazies (Urner Reusstal)	SCHALTEGGER (1990a)	153	211	228	20	829	21	8				
Nördliche Randfazies (Urner Reusstal)	SCHALTEGGER (1990a)	219	24	152	37	170	35	12				
Saure Randfazies, Varietät «Unter der Flue»	SCHENKER (1986)	298	22	142	29	529	32	19				
Saure Randfazies, Varietät Bristen-Granit	SEELIG & BUCHER (2009)	347	<10	92	57	12	36	24				
Nördliche Randfazies (Oberalpstock)	GNOS (1988)	197	20	88	17	372	6	0				
Südliche Randfazies (Urner Reusstal)	SCHALTEGGER (1990a)	159	149	155	15	648	23	10				
Aplite, Gänge, Stöcke (Grimselgebiet – Urner Reusstal)	SCHALTEGGER (1990a)	208	72	124	28	291	36	20				
Basische Gänge (Urner Reusstal)	OBERHÄNSLI (1986)	289	583	173	12	798	<5	4				

löscht undulös aus und bildet verbreitet Subkörner. Eine leichte bräunliche Rauchquarzfärbung des Quarzes führt zur stellenweise auftretenden beige Farbvarianze des Granits. Kalifeldspat ist teilweise nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt oder perthitisch entmischt. Plagioklas ist albitisch mit serizitisiertem Kern; Biotit ist oft chloritisiert. Epidot, Serizit und Stilpnomelan sind alpine Neubildungen.

Geochemisch unterscheidet sich die nördliche Randfazies gegenüber der Normalfazies bei den Hauptelementen durch einen erhöhten Gehalt an SiO_2 und einen tieferen Gehalt an TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO und P_2O_5 ; bei den Spurenelementen sind gegenüber der Normalfazies vor allem eine Anreicherung von Rb sowie eine Verarmung von Ba und Sr festzustellen (Tab.1). Die nördliche Randfazies wird als eine leicht jüngere, hochdifferenzierte Randintrusion des Zentralen Aare-Granits interpretiert (SCHALTEGGER 1989). Am Kontakt gegen das prävariszische Kristallin des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes kann der Granit stellenweise leicht kataklastisch überprägt sein, ist sonst aber allgemein wenig metamorph und tektonisch alpin überprägt.

Die *südliche Randfazies* des Zentralen Aare-Granits ist, ähnlich wie die nördliche, hell und glimmerarm entwickelt, wie beispielsweise am Bächenstockgrat östlich der Rientallücke oder im oberen Val Val. Bei Spillai im Hinteretzli ist der Granit der südlichen Randfazies relativ feinkörnig und geht auf kurze Distanz in die Normalfazies über (PFLUGSHAUPT 1927, S.328 u.333). Die geochemische Zusammensetzung der südlichen Randfazies ist – zusammen mit weiteren Varietäten des Zentralen Aare-Granits aus der näheren Umgebung des Kartengebiets – in Tabelle 1 aufgeführt. WEBER (1904) bestimmte aus einer Gesteinsprobe aus der Südostwand des Bächenstocks einen SiO_2 -Gehalt von 76,12%. Am Kontakt zum Giuv-Syenit tritt eine Varietät mit porphyrischem, gneisigem Gefüge auf, die als südliche Randfazies beschrieben wurde (WEBER 1904). Bis 1 cm grosse Kalifeldspateinsprenglingen liegen in einer feinkörnigen Grundmasse von granitischer Zusammensetzung. Aufgrund der starken Verschieferung liegt hier der Granit als Augengneis vor.

Saure Randfazies des Zentralen Aare-Granits, Varietät «Unter der Flue»

Der Granit bei der Lokalität Unter der Flue südöstlich von Bristen (Koord. 2696.300/1180.100) ist makroskopisch identisch mit dem Granit der nördlichen Randfazies im Urner Reusstal. Er wurde von HUGI (1923) und PFLUGSHAUPT (1927) beschrieben und als extrem saures Differentiat des Zentralen Aare-Granits interpretiert. Es handelt sich dabei um einen kleinen, von der Hauptmasse des Zentralen Aare-Granits isolierten Granitstock, der vom Zuleitungsstollen «Chärs-telenbach» des Kraftwerks Amsteg durchfahren wurde und in West-Ost-Richtung eine Ausdehnung von etwa 400 m aufweist (HUGI 1923). Die geochemische Zusammensetzung ist in Tabelle 1 ersichtlich und zeigt, dass die gleichen Anreicherungs- beziehungsweise Verarmungstendenzen an Haupt- und Spurenelementen

auftreten, wie sie für die nördliche Randfazies im Urner Reusstal charakteristisch sind. Mit seiner von der Hauptmasse des Zentralen Aare-Granits oberflächlich isolierten Lage nimmt der kleine Granitstock eine ähnliche Stellung ein wie der Mittagfluh-Granit im Grimselprofil (vgl. SCHALTEGGER 1989). Die Entfernung zur Hauptmasse ist allerdings wesentlich grösser. Zudem werden die beiden Vorkommen durch die Basisüberschiebung der abgesicherten Windgällen-Falte (stark zerscherte Windgällen-Synklinale), die eine tiefgreifende tektonische Bewegungszone darstellt (S. 138ff.), voneinander getrennt.

Saure Randfazies des Zentralen Aare-Granits, Varietät Bristen-Granit

Nur rund 140 m nordöstlich des Granitaufschlusses bei der Lokalität Unter der Flue verläuft etwa 300 m unter der Terrainoberfläche das Trasse des Gotthard-Basistunnels. In diesem Abschnitt des Bauwerks wurde auf einer Länge von etwa 600 m ein heller gleichkörniger Granit durchfahren, der als Bristen-Granit bezeichnet wird (Fig. 30, SEELIG 2009, K+P 2010, GUNTLI et al. 2016, BUCHER & SEELIG 2018). Gegen den Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex im Norden weist er einen diskordanten, unregelmässig verlaufenden Intrusivkontakt auf. Im Süden folgen an einem ebenso scharfen Kontakt alpin stark überprägte Serizit- und Serizit-Chloritschiefer des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes. Das Gestein, detailliert beschrieben in K+P (2010) und BUCHER & SEELIG (2018), gleicht makroskopisch der Varietät «Unter der Flue». Die mineralogische Zusammensetzung umfasst Kalifeldspat (32–42%), Quarz (29–36%), Plagioklas (14–23%), Biotit (1–5%) und Chlorit (2–4%); als primäre Bildungen sind weiter akzessorisch Muskovit, Fluorit, Titanit Zirkon und Allanit vorhanden (SEELIG 2009, K+P 2010, BUCHER & SEELIG 2018). Kalzit, Stilpnomelan und Chlorit sind sekundäre Neubildungen. Fluorit ist makroskopisch als rosafarbenes, bis 0,75 mm grosses Mineral erkennbar. Die Resultate geochemischer Analysen zeigen, dass die in der Randfazies gegenüber der Normalfazies bereits feststellbare Anreicherung beziehungsweise Verarmung einiger Haupt- und Spurenelemente nochmals verstärkt ist: So enthält der Granit praktisch kein Ba und nur sehr wenig TiO_2 , MgO und P_2O_5 , dafür relativ viel SiO_2 , Rb und F (Tab. 1).

Der Bristen-Granit ist alpin – metamorph und tektonisch – kaum überprägt. Aufgrund seiner Homogenität, des Fehlens einer variszischen Deformation sowie wegen des diskordanten Kontakts zu den umhüllenden Gesteinen wird vermutet, dass es sich dabei um einen spät- bis postvariszisch intrudierten Granit handelt (SEELIG 2009, K+P 2010, BUCHER & SEELIG 2018). Wahrscheinlich stellt er eine sehr stark differenzierte Randfazies beziehungsweise Randintrusion des Zentralen Aare-Granits dar. Ob er mit der Varietät «Unter der Flue» direkt zusammenhängt, ist nicht bekannt, aber aufgrund der geographischen Nähe und der grossen Ähnlichkeit nicht auszuschliessen.



Fig. 30: Detailaufnahme des Bristen-Granits. Handstück aus dem Gotthard-Basistunnel.
Foto C. Gisler.

Schollenreiche Fazies des Zentralen Aare-Granits

In der Umgebung des Oberalpstocks treten Zonen auf, in denen der Zentrale Aare-Granit gehäuft auftretende, dunkelgraugrün anwitternde feinkörnige mikrodioritische Schollen führt. Diese Schollen weisen verschiedene Formen von rundlich bis rechteckig auf und können bis etwa 2 m Länge erreichen (Fig. 31). Zum Granit zeigen sie teils scharfe, teils ausfransende Kontakte. Der Granit selbst ist stellenweise etwas schlierig grünlich anwitternd. Relativ häufig sind vom Granit in die Schollen eindringende dünne Äderchen bis kleine Apophysen zu sehen, die belegen, dass die Schollen älter als der Granit sind.

Die mikrodioritischen Schollen wurden von HUBER (1948) als Biotit-Plagioklas-Hornfels bezeichnet und detailliert beschrieben; zusätzliche Angaben finden sich in GNOS (1988). Der stark zu Klinozoisit und Serizit zersetzte Plagioklas bildet ein undeutlich erkennbares ophitartiges bis mikrogranitisches Gefüge. Quarz ist als Letztausscheidung zwickelfüllend. Neben dem weiteren Hauptgemengteil Biotit sind als Nebengemengteile Kalifeldspat, Apatit, Magnetit, Pyrit und Epidot vorhanden. Vereinzelt ist eine fluidale Struktur feststellbar, ansonsten ist das Gestein massig.



Fig. 31: Schollen von Mikrodiorit im Zentralen Aare-Granit. Oberalpstock (Koord. 2701.750/1177.530). Die Schollen sind 1 bis 2m lang. Foto C. Gisler.

Der Kontakt zwischen dem Granit mit und jenem ohne Schollen ist meist relativ scharf, verläuft jedoch unregelmässig. Gut ersichtlich ist dies in der Nordostwand des Oberalpstocks. Zonen mit Schollen sind allgemein etwas engständiger geklüftet als schollenfreier Granit. Weitere Vorkommen der schollenreichen Fazies befinden sich in der Ostflanke des Piz Tgietschen und am Grat Chli Oberäpler – Staldenhörel.

Schollenschwärme dieser Art gibt es an verschiedenen Stellen in den Intrusiva des Aar-Massivs (vgl. STALDER 1964, STECK 1966, SCHALTEGGER 1989, LABHART & RENNER 2012). Bei diesen Schollen dürfte es sich um Anteile eines basischen Magmas aus dem oberen Mantel handeln (SCHALTEGGER 1989). Am Oberalpstock könnte es sich um eine Intrusion eines solchen Magmas handeln, die später durch den nachfliessenden Zentralen Aare-Granit zerbrochen und in Schollen zerlegt wurde. Ähnliche mikrodioritische, dioritische oder lamprophyrische Gesteine, die aber nicht in Schollen zerlegt wurden, sondern in schmalen Zügen auftreten, findet man im Kartengebiet an mehreren Stellen in einem sich von der Rientallücke bis ins Val Cavardiras erstreckenden Streifen (δ , δ_{VS} , S. 46f.).

Abgrenzung

Die Grenze des Zentralen Aare-Granits gegen das prävariszische Kristallin im Norden verläuft im Urner Reusstal parallel zum alpinen Streichen und lässt sich vom westlichen Kartengebietsrand bis zum Fellibach gut verfolgen. Dagegen ist eine exakte Kartierung des Kontakts in den steilen Hängen östlich des Fellibachs gegen die Nordwestflanke des Bristen schwierig. Im Rahmen der Feldaufnahmen konnte gezeigt werden, dass der bisher angenommene und in sämtlichen Karten dargestellte, bis mehrere hundert Meter mächtige Granitzug in der Nordwestflanke des Bristen in dieser Form nicht existiert. Der Granit, der im Fellital bis zum Ausgang des Tals die westliche Talflanke aufbaut und am Fellibach bis auf eine Kote von 950 m auftritt, keilt in der östlichen Talflanke im Gebiet Ahoren und Steinhälen gegen Osten – strukturell nach oben – rasch aus. Der zusammenhängende Granitkörper taucht gegen Nordosten entweder rasch unter das prävariszische Kristallin ab oder keilt ganz aus. In der Südwest- und Westflanke des Bristen finden sich häufig schmale Apophysen oder kleine stockartige Intrusionen aus Aplitgranit im prävariszischen Kristallin (Fig. 32). Das prävariszische Kristallin besteht zum Teil aus granitähnlichem Diatexit (vgl. Fig. 10, S. 33), der leicht mit dem Zentralen Aare-Granit verwechselt werden kann. Erst im Gebiet des Bristensees in der Nordostflanke des Bristen tritt der Granit nochmals als mehrere hundert Meter breiter Zug auf, der gegen Osten quer über das Etzli bis gegen das Sellenentobel verfolgt werden kann. Dieser Zug wurde auch im Gotthard-Basistunnel angetroffen (GUNTLI et al. 2016). Weiter nördlich, bei der Lokalität Unter der Flue nordöstlich Bristen im Maderanertal (Koord. 2696.300/1180.100), steht ein heller mittelkörniger Granit an, der grosse Ähnlichkeit mit demjenigen der nördlichen sauren Randfazies im Urner Reusstal aufweist und sich auch kaum vom Granit unterscheidet, der im Gotthard-Basistunnel angefahren und als Bristen-Granit bezeichnet wurde. Beide Granitvarietäten werden als saure Randfazies des Zentralen Aare-Granits betrachtet (S. 83 ff.).

Vom unteren Fellital an verläuft die Nordgrenze der Hauptmasse des Granits durch die rechte Talflanke in südöstlicher Richtung, also etwa senkrecht zum alpinen Streichen, und zieht zwischen Ruchen und Zwächten nördlich der Pörtlilücke ins Hinteretzli. Zwischen dem Spillausee und der Etzlihütte reduziert sich die Mächtigkeit des Zentralen Aare-Granits zunächst auf wenige hundert Meter, nimmt aber weiter östlich im Gebiet des Witenalp- und Oberalpstocks nochmals auf gegen 2 km zu. Das Mächtigkeitsminimum gerade im topografisch tiefsten Abschnitt im Bereich der Alp Gulmen im Hinteretzli deutet auf eine generelle Mächtigkeitsabnahme gegen unten hin. Dies wurde beim Bau des Gotthard-Basistunnel bestätigt: Der Granit weist an der Oberfläche entlang des Trassees eine Mächtigkeit von etwa 1000 m auf, im Tunnel wurde aber nur auf einer Länge von rund 400 m homogener Granit durchfahren (GUNTLI et al. 2016).



Fig. 32: Graubraun bis rotbraun anwitternder prävariszischer Gneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes (Sustenhorn-Zone), durchschlagen von mit dem Zentralen Aare-Granit assoziierten hellen Apophysen oder stockartigen Intrusionen aus Aplitgranit. Südwestflanke des Bristen. Foto C. Gisler.

Der Zentrale Aare-Granit endet in der Ostflanke des Oberalpstocks. Gegen Norden bestehen der Chli Oberälpler, das Staldenhörel und der Bänderstock aus dem Zentralen Aare-Granit. Die unregelmässig, aber generell etwa parallel zu den Höhenlinien verlaufende Grenze deutet – wie im Hinteretzli – auf eine Abnahme der Mächtigkeit des Granits gegen die Tiefe hin.

Gegen Süden grenzt der Zentrale Aare-Granit im Gebiet Rienzausstock–Fellital an den Strem-Granit. Der Strem-Granit ist zunächst am Nordgrat des Brunnenstocks in einer leicht porphyrischen Fazies entwickelt, die im Zentralen Aare-Granit nicht vorkommt. Weiter östlich im Fellital (bei Koord. 2693.050/1170.650) sind die beiden Graniteinheiten praktisch nicht zu unterscheiden. Von der östlichen Talflanke des Fellitals bis ins Hinteretzli wird der Zentrale Aare-Granit gegen Süden vom Giuv-Syenit flankiert. Östlich des Etlzlibachs folgt als südliche Begrenzung der Chrüzlistock-Migmatit. Die Südgrenze verläuft bis ins Val Strem etwa parallel zum alpinen Streichen. Vom Val Strem bis in die Ostflanke des Oberalpstocks verläuft die Grenze dann sehr unregelmässig, was auf ein Ausfransen des Intrusivkörpers gegen Osten hindeutet.

Kontakte

Der Kontakt gegen das prävariszische Kristallin des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes (Sustenhorn-Zone) ist generell schlecht aufgeschlossen und kaum je direkt sichtbar. Bei Getzigen am westlichen Reussufer (Koord. 2691.200/1176.720) ist er auf wenigen Metern aufgeschlossen. Er scheint tektonisch nicht oder nur schwach überprägt zu sein. Im neuen Druckstollen des Kraftwerks Amsteg, der den Kontakt ausgangs Fellital quert, war er ebenfalls weitgehend ungestört (SCHNEIDER AG 1997b). Bemerkenswert ist die grosse Häufung von rhyolithischen und aplitischen Gängen, Apophysen und Aplitgranitstöcken zwischen Gurtellen und dem Etzli (Fig. 32).

Bessere Aufschlussverhältnisse liegen bei Spillauischroten (Koord. 2695.530/1175.420) nordöstlich der Pörtlilücke vor. Es können Granitapophysen im prävariszischen Kristallin sowie Schollen aus prävariszischem Kristallin im Granit beobachtet werden. Die Kontaktverhältnisse zum Rossbodenstock-Diorit zwischen dem Rossbodenstock und der östlichen Talflanke des Hinteretzli sind dagegen unklar und nur schlecht aufgeschlossen. Beim Gotthard-Basistunnel wurde auf einer etwa 900 m langen Strecke Zentraler Aare-Granit ausgeschieden (GUNTLI et al. 2016). Davon besteht aber nur im südlichsten Teil eine Strecke von etwa 400 m aus Gesteinen, die sicher dem Zentralen Aare-Granit zugeordnet werden können. Im nördlichen Teil liegt wahrscheinlich ein Schollenkontakt des Zentralen Aare-Granits zu tonalitischen, granodioritischen und dioritischen Gesteinen des Rossbodenstock-Diorits vor. Der Kontakt weiter nordöstlich zur Tscharren-Formation wird von SIGRIST (1947), FRANKS (1968a) und SCHENKER (1986) an mehreren Stellen beschrieben. Der Granit weist am Kontakt meist eine einige Dezimeter bis wenige Meter breite porphyrische Randfazies auf und geht allmählich in den normalen Granit über. Dies beweist das jüngere Alter des Zentralen Aare-Granits gegenüber der Tscharren-Formation (FRANKS 1968a). Der Kontakt verläuft zwischen dem Etzli und dem Staldenhörelı relativ geradlinig mit einer Orientierung von etwa 150/65. Alpin wurde dieser etwas überprägt, so dass lokal ein geringmächtiger Mylonit auftritt (SCHENKER 1986).

Nordöstlich der Rientallücke kommen Schollen von Giuv-Syenit im Zentralen Aare-Granit vor (WEBER 1904). Sie beweisen das höhere Alter des Giuv-Syenits gegenüber dem Zentralen Aare-Granit. Der die Schollen einschliessende Granit ist leukokrat und entspricht ungefähr der südlichen Randfazies des Urner Reusstals. Im Kartenmassstab nicht darstellbare Syenitschollen im Zentralen Aare-Granit können auch am Spillauibielfirn nordöstlich des Piz Giuv beobachtet werden.

Alter

Für die Normalfazies des Zentralen Aare-Granits im Urner Reusstal haben SCHALTEGGER & CORFU (1992) mit radiometrischen U-Pb-Altersbestimmungen ein Intrusionsalter von 297 ± 2 Ma ermittelt.

AG Aplitgranit

Im Fellital nördlich von Obermatt bei Koord. 2693.000/1172.700 besteht der Hangschutt entlang des Wanderwegs überwiegend aus Blöcken von Aplitgranit. Es handelt sich dabei um Sturzblöcke aus dem untersten Felsband der westlichen Talseite. Die Ausdehnung und genaue Lage des Aplitgranitvorkommens ist jedoch nicht bekannt.

In der Südostflanke des Oberalpstocks (Koord. 2701.500/1177.100) steht ein grösseres Vorkommen von Aplitgranit an, das bereits von NIEDERER (1932) kartiert wurde. Weitere Beschreibungen fehlen, eine genaue Abgrenzung zum Zentralen Aare-Granit ist nicht möglich.

γ_B Balmenegg-Granit: porphyrischer Granit

Ein von der Balmenegg bis Saas (Atlasblatt Schächental) ziehender Granit-zug reicht an seinem Südwestende knapp bis ins Kartengebiet hinein (Koord. 2701.740/1181.970) und wird neu als Balmenegg-Granit bezeichnet. Detaillierte Beschreibungen zu diesem Granitvorkommen finden sich in STAUB (1911) und SIGRIST (1947). Es handelt sich um einen grünlich grauen porphyrischen Granit mit Plagioklas, Kalifeldspat sowie selten Biotit und Hornblende als Einsprenglinge in einer feinkörnigen, mikrogranitischen Grundmasse. Diese enthält Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas sowie als Akzessorien Zirkon, Apatit, Epidot und Allanit. Der Zug ist im Innern massig und nur randlich verschiefert. Die Kontakte zum Nebengestein sind im Kartengebiet nicht aufgeschlossen. Der Balmenegg-Granit weist eine bedeutend basischere Zusammensetzung auf als der Zentrale Aare-Granit und besitzt gewisse Ähnlichkeiten mit dem Gastern-Granit im westlichen Aar-Massiv (SIGRIST 1947).

γ_H Hinterbalm-Granit: massiger feinkörniger Granit

Der Hinterbalm-Granit bildet westlich von Hinterbalm am Eingang ins Brunnital (Koord. 2703.400/1181.800) ein wenige hundert Meter Ausdehnung aufweisendes, stockförmiges Vorkommen im prävariszischen Gneis und Amphibolit des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes. Er ist am Weg vom Maderanertal nach Hinterbalm zwischen 1600 und 1700 m ü.M. sehr gut aufgeschlossen. Der hellbeigegraue Granit ist feinkörnig, vollkommen massig und unterscheidet sich deutlich vom Balmenegg-Granit und dem Rinderbiel-Mikrogranit der Tscharren-Formation (S. 65). Im Dünnschliff ist ein magmatisches Gefüge erkennbar; die Hauptbestandteile sind Albit (35%), Kalifeldspat (29%), Quarz (28%) und teilweise in Chlorit umgewandelter Biotit (6%), weiter kommen Apatit, Zirkon, Serizit und Epidot vor (SIGRIST 1947, S. 60f.). Wenig nördlich des Hauptvorkommens durchschlägt am Weg vom Maderanertal nach Hinterbalm eine Apophyse des Hinter-

balm-Granits den Schollenamphibolit des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes (Koord. 2703.180/1181.960).

SIGRIST (1947) stuft den Granitstock als gleich alt ein wie den Zentralen Aare-Granit und nimmt an, dass er aus demselben Magma hervorgegangen ist. Makroskopisch ist jedoch keine Ähnlichkeit mit dem Normaltyp oder der nördlichen Randfazies des Zentralen Aare-Granits vorhanden. Die völlig massige Ausbildung spricht für eine eher junge, spät- bis postvariszische Bildung.

Ganggesteine

Ganggesteine kommen in fast allen Gesteinseinheiten des Kartengebiets vor. Die auf der Karte dargestellten Gänge stellen allerdings nur eine unvollständige und teilweise schematische Bestandaufnahme dar. So sind die Gänge einerseits gebietsweise so zahlreich, dass nur die grösseren Gänge dargestellt werden können. Andererseits können die vorhandenen Gänge nur in Gebieten mit guten Aufschlussverhältnissen und guter Zugänglichkeit – und auch dort nur unvollständig – kartiert werden. Eine Ergänzung zur Kartierung im Gelände stellen Kartierungen mittels Luftbildern dar. Vor allem in hochgelegenen Gebieten ohne Vegetation können damit vereinzelt gute Resultate erzielt werden. Ein Beispiel ist das Gebiet des Bristen, wo die meist recht mächtigen Gänge aus Rhyolith auf Luftbildern teilweise über mehrere hundert Meter verfolgt werden können. Demgegenüber gibt es Gebiete, wie den recht schwer zugänglichen und von viel Lockergestein bedeckten südlichen Talhang des Maderanertals, wo keine systematische Kartierung von Gängen möglich ist. Eine Möglichkeit, die effektive Gangdichte eines Gebiets abschätzen zu können, stellen lückenlose geologische Aufnahmen in Stollen und Tunneln dar, wie beispielsweise diejenigen vom Gotthard-Basistunnel (K+P 2010). Eine Extrapolation derselben zur Terrainoberfläche ist allerdings nur bedingt sinnvoll. Zu beachten ist, dass die Lagegenauigkeit der auf der Karte eingetragenen Gänge besonders bei den aus älteren Kartengrundlagen übernommenen Gängen sehr eingeschränkt ist.

Bei den auf dem Kartenblatt dargestellten Gängen resultiert aufgrund ihrer unterschiedlichen chemischen Zusammensetzung, ihrer tektonischen Überprägung sowie ihren verschiedenen Bildungsaltern eine grosse Vielfalt, was die petrographischen Merkmale betrifft. Bei der Kartierung im Feld kann jedoch nur eine grobe Erstbeurteilung gemacht werden. Innerhalb des Kartengebiets wurden die Gänge des Aar-Massivs vier verschiedenen Gruppen von Ganggesteinen zugeordnet: basische Ganggesteine (**B**), Rhyolith (**ρ**), Aplit und porphyrischer Granit (**Ap_A**) sowie Pegmatit (**Pg_A**).

Ausführlich diskutiert werden die Ganggesteine des Kartengebiets von WEBER (1904), PFLUGSHAUPT (1927), NIEDERER (1932), NIGGLI (1944), HUBER (1948)

und SCHALTEGGER (1989). Speziell mit basischen Ganggesteinen beziehungsweise Lamprophyren beschäftigen sich OBERHÄNSLI (1986, 1987) und OBERHÄNSLI et al. (1991).

B Basische Ganggesteine

Als basische Ganggesteine wurde eine breite Palette von meso- bis melano-kraten Ganggesteinen mit einer dichten bis sehr feinkörnigen Grundmasse und porphyrischen Einsprenglingen ausgeschieden, die in der älteren Literatur oft pauschal als «Lamprophyre» bezeichnet werden.

Basische Ganggesteine befinden sich vor allem in den südlich des Zentralen Aare-Granits auftretenden Gesteinseinheiten. Im Gotthard-Basistunnel wurden nördlich der Tscharren-Formation keine basischen Ganggesteine angetroffen (K+P 2010). Ein gehäuftes Vorkommen von basischen Ganggesteinen ist im Brunni-Granit südwestlich der Straligenstöckli bei Koord.2705.540/1180.800 festzustellen. Dieses wurde in den letzten Jahren durch den Rückgang des südlichen Tschingelfirns freigelegt und ist daher sehr gut aufgeschlossen. Die meisten basischen Ganggesteine verlaufen parallel zum alpinen Streichen, Abweichungen kommen jedoch vereinzelt vor (Fig. 33).

Im Vergleich zu den sauren Ganggesteinen neigen die basischen aufgrund ihres Chemismus eher zu retrograden Mineralreaktionen. Bei den retrograd umgewandelten, vor allem alpin stark verschieferten basischen Ganggesteinen handelt es sich rein petrographisch um Serizit-Chloritschiefer bis -phyllit. Die neu gebildeten Schichtsilikate bewirken eine deutliche Anisotropie innerhalb des Gesteins, das deshalb häufig eine mechanische Schwächezone innerhalb des Gesteinsverbands darstellt und gegenüber den benachbarten Lithologien zurückwittert. Aus diesem Grund finden sich basische Ganggesteine oft in Rinnen und Couloirs. Bei einer Streichrichtung quer zu einem Grat befinden sich dort oft Scharten oder Lücken.

Stellenweise kann beobachtet werden, dass die sauren Gänge wie Aplite oder Rhyolithe von den basischen durchschlagen werden. Letztere dürften daher sehr junge Gangbildungen darstellen. Radiometrische Altersbestimmungen sind jedoch keine vorhanden. Die Entstehung der basischen Ganggesteine beziehungsweise Lamprophyre und deren Alter sind nicht restlos geklärt; siehe dazu die Diskussion in OBERHÄNSLI (1986, 1988) und SCHALTEGGER (1989).

p Rhyolith

Gänge von Rhyolith (in der Literatur oft als «porphyrischer Mikrogranit» bezeichnet) kommen vorwiegend nördlich des Zentralen Aare-Granits vor. Am Bristen wurden zahlreiche solcher Gänge über eine grössere Strecke kartiert. Wie eingangs erwähnt, kann ihr Verlauf oft auf Luftbildern erkannt werden. Sie streichen



Fig. 33: Basischer Gang in einer komplexen Schollenzone am Übergang vom Pardatschas-Granit (links) und dem südlichen Zug des Giuv-Syenits (rechts). Der Gang streicht diskordant zur alpinen Schieferung von Westnordwest nach Ost-südost. Val Giuv (Koord. 2696.830/1171.300). Foto C. Gisler.

interessanterweise ziemlich genau rechtwinklig zur alpinen Schieferung. Ein sehr markanter, bereits von PFLUGSHAUPT (1927) beschriebener Rhyolithgang steht am Gipfel des Bristen an (Fig. 34). Gemäss diesem Autor weist er ein «feingranitisches Gefüge mit Anklang an Porphystruktur auf».

Von einem Rhyolithgang östlich der Lokalität Legni im Maderanertal (Koord. 2699.000/1180.630) liegt eine geochemische Analyse vor, die einen granitischen Chemismus belegt (NIGGLI et al. 1930, SIGRIST 1947).

Bei tektonischer Beanspruchung neigen die Rhyolithgänge zu einer Absonderung in dünne schieferungsparallele Platten, wenn sie senkrecht zur Hauptspannungsrichtung orientiert sind. In solchen Fällen sind sie nicht sehr verwitterungsbeständig und bilden oft Rinnen und Couloirs. Undeformierte, noch massig gebliebene Gänge sind dagegen eher verwitterungsresistent, besonders gegenüber dem prävariszischen Gneis wie dies beispielsweise im Gebiet des Bristen zu beobachten ist. Hier sind sie – wie bereits oben erwähnt – am Aufbau des Gipfels betei-



Fig. 34: Ein heller, mehrere Meter mächtiger Rhyolithgang durchschlägt den prävariszischen Gneis des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes in der Ostflanke des Bristen, von wo er bis zum Gipfel hinaufzieht. Oberhalb des Stockfirns (Koord. 2695.150/1176.750). Foto C. Gisler.

ligt und bilden eher Grataufschwünge und Rippen im Gelände (Fig. 34). Weitere erwähnenswerte Rhyolithvorkommen sind in der Gegend um Gurtellen zu finden.

Ap_A Aplit und porphyrischer Granit

Bei einigen Kartiereinheiten, insbesondere beim Giuv-Syenit und dem Chrüzlistock-Migmatit, ist die Dichte an Gängen von Aplit und porphyrischem Granit sowie ähnlichen gangartigen Einschaltungen so hoch, dass im Kartenmassstab nur die mächtigsten Vorkommen dargestellt werden konnten (Fig. 33). Generell ist deren Verteilung unregelmässig; im Allgemeinen sind sie südlich des Zentralen Aare-Granits etwas zahlreicher als nördlich davon. Im Gotthard-Basistunnel treten sie erst südlich des Strem-Granits häufiger auf (K+P 2010).

Aufschlussreich für das Studium von Aplitgängen ist ein Areal einige hundert Meter nordöstlich des Riesenstocks im Zentralen Aare-Granit (bei Koord.

2692.100/1171.540). Dort können mehrere sehr gut aufgeschlossene Aplitgänge studiert und über Dutzende von Metern kontinuierlich verfolgt werden. Dabei kann beobachtet werden, wie sie allmählich ausdünnen und im Granit auskeilen. Weiter gibt es Gänge, die an einem Knickpunkt plötzlich die Richtung um 10–20° ändern oder sich verzweigen.

Das Alter der Gänge ist unterschiedlich. Ein grosser Teil dürfte mit der Intrusion des Zentralen Aare-Granits zusammenhängen. Ältere Gänge sind sicher im Giuv-Syenit vorhanden. Generell enthalten die kleineren Intrusiva meist eine eigene Gangfolge.

Pg_A Pegmatit

Gänge von Pegmatit kommen im Kartengebiet eher selten vor. Die auf der Karte eingetragenen Vorkommen treten fast alle in einem schmalen Streifen zwischen dem Piz Giuv und dem Oberalpstock auf, wobei sie im Chrüzlistock-Migmatit am häufigsten sind. Es handelt sich meist eher um Linsen oder schlierige Adern als um eigentliche Gänge. Sie bestehen vor allem aus Feldspat (Mikroperthit und Orthoklas) mit wenig Quarz, Granat und Muskovit. Stellenweise können sie Beryll führen. Die Korngrößen der Feldspäte erreichen bis 12 cm (WEBER 1904, HUBER 1948).

Tektonite

M_q Quarzreicher Mylonit

In der Rientallücke (Koord. 2691.990/1170.240) steht ein heller quarzreicher Mylonit an, der den Zentralen Aare-Granit sowie dioritische und mikrodioritische Gesteine nördlich der Lücke vom Strem-Granit im Süden trennt.

K_A Kakirit, untergeordnet Kataklastit

Im Gebiet des Druntobels oberhalb von Sedrun sind Gesteine mit einem tektonisch sehr stark überprägten Gefüge weit verbreitet («Druntobelserie» nach NIGGLI & STAUB 1914, S. 64). Es handelt sich um einen spätalpin durch spröde Deformation entstandenen Kakirit. Im Gegensatz zur Geologischen Spezialkarte Nr. 129 (BERGER et al. 2017a, b) wird diese nördlich des Bugnei-Granodiorits verlaufende Kakiritzone nicht mit der den Südrand des Aar-Massivs markierenden Clavianev-Zone verbunden, sondern als eigenständiger, innerhalb des Aar-Massivs verlaufender Tektonitzug betrachtet.

Am besten zugänglich ist der Kakirit im unteren Teil des Druntobels südlich und östlich von Valtgeva (Fig. 35). Er besteht aus einer praktisch kohäsionslosen



Fig. 35: Kakirit bei Valtgeva (Koord.2701.800/1171.450). Oben links steht kompakter Gneis des Pulanera-Gneiskomplexes (Ausserberg-Avat-Zone) an, der mit scharfem Kontakt an den Kakirit grenzt.

siltigen Masse mit reichlich Komponenten von Kies- bis Steingrösse sowie einzelnen bis etwa kubikmetergrossen Blöcken. Der Feinanteil ist oberflächlich meist weitgehend ausgewaschen. Petrographisch handelt es sich um ein leukokrates feinkörniges quarz- und feldspatreiches Gestein. Vereinzelt ist grünlicher Chlorit-schiefer eingestreut. Der Kakirit ist wahrscheinlich zu einem grossen Teil aus dem Pardatschas-Granit und dem Pulanera-Gneiskomplex hervorgegangen. Vom Bachbett bei Valtgeva (Koord. 2701.790/1171.480) beschrieb NIGGLI (1944) ein Gestein, das er als «Blastomylonit» bezeichnete und das geochemisch mit dem Bugnei-Granodiorit komplett übereinstimmt. Die Kakiritzone streicht gegen Südwesten wahrscheinlich in die den Südrand des Aar-Massivs bildende Clavaniev-Zone. Gegen Nordosten klingt die Kakiritisierung der Gesteine ab.

Ein weiteres kleineres Vorkommen von Kakirit wird von SCHNEIDER AG (1999) im Val Bugnei (Koord. 2702.810/1171.630) beschrieben. Dieses liegt an der Nordgrenze des Bugnei-Granodiorits. Das Vorkommen gehört zu einer Zone von meist schlecht aufgeschlossenen, schwach bis mässig stark tektonisierten Gesteinen. Der genaue Verlauf dieser Zone ist jedoch unsicher. Von den Bearbeitern bei

der Projektierung des Gotthard-Basistunnels (STUTZ et al. 1991, SCHNEIDER AG 1999) wurde ein Verlauf vom unteren Val Strem via Val Bugnei ins Val Segnas angenommen. Innerhalb dieser Zone kommen Gesteine vor, die keiner der umgebenden Einheiten eindeutig zugeordnet werden können. Es handelt sich um hellen, grünlich grauen Chlorit-Serizitgneis bis -schiefer, der gewisse Ähnlichkeiten mit dem permokarbonischen Psammitgneis der Urseren-Garvera-Zone aufweist. Weitere Aufschlüsse mit vergleichbaren Gesteinen kommen auch weiter östlich im Val Bugnei bei der Lokalität Val Dadora (Koord. 2703.360/1171.910) vor.

CLAVANIEV-ZONE

Die Clavaniev-Zone umfasst – in Anlehnung an die Geologische Spezialkarte Nr. 129 (BERGER et al. 2017a, b) – die tektonisch stark überprägten Gesteine am Südrand des Aar-Massivs. Sie entspricht der «Grenzzone zum Aar-Massiv» von NIGGLI (1944) und der «Disentiser Zone» von WYSS (1985, 1986) und umfasst vorwiegend tektonisch stark überprägte sedimentäre Linsen mesozoischen Alters und feinkörnigen Gneis und Phyllit, die als ehemalige permokarbonische Sedimentgesteine gedeutet werden.

Die Clavaniev-Zone wurde beim Bau des Gotthard-Basistunnels als projektspezifischer, mehr geotechnisch motivierter Begriff für die Grenzzone zwischen dem Aar-Massiv und der Tavetsch-Decke eingeführt (erstmalig verwendet und definiert in SCHNEIDER AG 1992b). Die Bezeichnung ist jedoch nicht ganz unproblematisch, da einerseits ihre Erstdefinition nur in einem nicht öffentlich zugänglichen Bericht erfolgte und andererseits ihre Abgrenzung in den Bohrkernaufnahmen und im Tunnel sehr unterschiedlich interpretiert wurde (geringmächtig in den Sondierbohrungen, bedeutend mächtiger im Tunnelquerschnitt). Zudem ist die Bezeichnung Clavaniev nicht eindeutig, da neben der namensgebenden Lokalität – Bohrstandort im Bereich der nördlichen Tavetsch-Decke (Koord. 2700.900/1170.940, WYDER & RYBACH 1996) – ein deutlich grösserer Weiler westlich von Disentis sowie ein Tal gleichen Namens existieren. Als Folge wurde die Bezeichnung Clavaniev-Zone nur im Zusammenhang mit dem Gotthard-Basistunnel verwendet. Im Gegensatz zu Atlasblatt Oberalp pass (AMBÜHL et al. 2008, NIGGLI et al. 2008) wird auf der vorliegenden Karte der Begriff Clavaniev-Zone im Sinne von BERGER et al. (2017a, b) verwendet – anstelle der von WYSS (1985) definierten Disentiser-Zone –, um allfällige Verwechslungen mit den in der Literatur als «Disentiser Marmor», «Disentiser Mulde» beziehungsweise «Disentiser Zone» bezeichneten mesozoischen Gesteinen zu vermeiden (WEHRLI 1896, NIGGLI & STAUB 1914, NIGGLI 1944, WYSS 1985, 1986).

Die ersten detaillierten Kartierungen des im Kartengebiet auftretenden Südrands des Aar-Massivs stammen von NIGGLI (1944) und HUBER (1948). Danach hat WYSS (1985, 1986) dieses Gebiet eingehend bearbeitet und die «Disentiser Zone» als Grenzzone zwischen dem Aar-Massiv und der Tavetsch-Decke definiert. Zwi-

schen dem Oberalpsee und Disentis handelt es sich nach WYSS (1986) vorwiegend um einen tektonischen Kontakt mit einzelnen sedimentären Linsen; zwischen Disentis und Schlans ist ein geringmächtiger Sedimentzug aus mesozoischen Gesteinen eingeschaltet. Weitere Untersuchungen erfolgten bei der Projektierung des Gotthard-Basistunnels. Neben detaillierten Kartierungen wurden mehrere Sondierbohrungen abgeteuft (STUTZ et al. 1991, BONANOMI 1991, LEU & WYSS 1992, SCHNEIDER AG 1992b, 1994, 1997a). In jüngerer Zeit erfolgte eine strukturgeologische Bearbeitung durch MANSER (2009). Dank dieser detaillierten Untersuchungen und des Baus des Gotthard-Basistunnels konnte der Südrand des Aar-Massivs im Bereich des Trassees genau lokalisiert und charakterisiert werden. Ausserhalb des Trassees sind die Kenntnisse jedoch nach wie vor lückenhaft. Grund dafür sind in erster Linie die schlechten Aufschlussverhältnisse.

Die oft spätalpin kakiritisierten Gesteine der Clavaniev-Zone können wie folgt charakterisiert werden:

- verschupptes prävariszisches Kristallin des Aar-Massivs und der Tavetsch-Decke,
- Sedimentgesteine möglicherweise permokarbonischen Alters paläogeographisch unbekannter Stellung (im Gotthard-Basistunnel ausgeschieden, an der Oberfläche nur vereinzelt als unsichere Vorkommen kartiert),
- mesozoische Sedimentgesteine (nur östlich des Kartengebiets sicher nachgewiesen), paläogeographisch als autochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs interpretiert.

G_{Cl} Schuppenzone: stark verschieferter feinkörniger Para- und Orthogneis, Phyllit; mit zahlreichen Kakirit- und Kataklasitzonen

Im Gotthard-Basistunnel besteht die Clavaniev-Zone vorwiegend aus spätalpin sprödetektonisch zu Kakirit und Kataklasit überprägtem Gestein (IG GBS 2012). Es handelt sich dabei um leukokraten, mesokraten bis teilweise melanokraten feinkörnigen Gneis und Schiefer. Typisch ist eine stoffliche Feinst- bis Grob-bänderung mit farblichen Wechseln von hellgrünlich, hellgrünlich und weiss zu grün, grüngrau bis braungrau und braun. Petrographisch bestehen die Gesteine aus den Hauptgemengteilen Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Epidot Plagioklas und Quarz. Aufgrund effusiver, pyroklastischer bis intrusiver Merkmale sowie fehlender Hinweise einer präalpinen metamorphen Überprägung oder Schieferungsbildung wird angenommen, dass es sich um ein permokarbonisches Metasedimentgestein handelt (IG GBS 2012, GUNTLI et al. 2016). Gegen Norden grenzt die Clavaniev-Zone im Tunnel mit einem etwa 40 m mächtigen, sehr stark kakiritisierten Bereich an relativ kompakten Paragneis des Aar-Massivs (Pulanera-Gneiskomplex), der steil nach Süden einfällt. Im Süden folgen auf die Clavaniev-Zone stark kakiritisierte Gesteine der nördlichen Tavetsch-Decke (**K_r**).

An der Oberfläche sind die Aufschlussverhältnisse im Allgemeinen sehr dürftig. Kleine Vorkommen von Kakirit, der zur Clavaniev-Zone gehören dürfte, sind im Val Pulanera (Koord. 2699.180/1170.630) sowie bei Run Cunel (Koord. 2705.600/1171.790) aufgeschlossen. Gesteine, die als permokarbonische Metasedimente interpretiert werden, sind ebenfalls vereinzelt vorhanden. So steht nordwestlich von Zarcuns (Koord. 2700.570/1171.120) ein Magnetitphylit an, für den eine spätpaläozoische Bildung in Betracht gezogen wird (NIGGLI 1944). Etwas weiter östlich, bei Koord. 2700.680/1171.180, befindet sich ein Aufschluss eines hellgraugrünen schiefrigen Gneises, der Ähnlichkeiten mit den permokarbonischen Gesteinen der Urseren-Garvera-Zone aufweist. Im Weiteren erwähnen STUTZ et al. (1991) im Val Pulanera ein Vorkommen eines quarzreichen Dolomits.

Im Gotthard-Basistunnel weisen die Gesteine der Clavaniev-Zone eine meist noch erkennbare alpine Schieferung auf, die durch nachfolgende Kleinfältelungen und durch jüngere, spätpalpine spröde Deformationsphasen überprägt wurde. Im Tunnel wurde eine starke Streuung der Orientierungen der Schieferungsflächen gemessen, mit einer im Mittel steil nach Osten einfallenden Schieferung (IG GBS 2012). Die Verhältnisse in diesem Bereich sind allerdings nicht repräsentativ für die gesamte Clavaniev-Zone (S. 143 f.).

A_{Cl} Verschiefter Amphibolit

Im Val Pulanera tritt bei Koord. 2699.310/1179.840 ein kleines Amphibolitvorkommen auf, das von einem Biotitgneis umgeben ist, der gewisse Ähnlichkeiten mit dem Pulanera-Gneiskomplex aufweist. Ein etwas weiter nordöstlich anstehender Muskovitgneis kann dem Rueras-Gneiskomplex der Tavetsch-Decke zugeordnet werden. Diese Gesteinsabfolge wird als eine intensive Verschuppung zwischen dem Aar-Massiv und der Tavetsch-Decke gedeutet, wie sie für die Clavaniev-Zone charakteristisch ist. Eine Zuordnung des Amphibolitvorkommens zusammen mit dem Nebengestein zur Clavaniev-Zone ist demzufolge plausibel.

OBERHELVETIKUM

TAVETSCH-DECKE

Die Bezeichnung Tavetsch-Decke wurde eingeführt, um den allochthonen Charakter, der sich in der äusserst starken alpinen Deformation – insbesondere im Bereich der Deckengrenze – widerspiegelt, zu betonen (BERGER et al. 2017a, b). Sie ersetzt den von NIGGLI (1944) eingeführten Begriff «Tavetscher Zwischenmassiv», das in der älteren Literatur auch als «Somvixer Zwischenmassiv» bezeichnet wurde (NIGGLI & STAUB 1914).

Die Tavetsch-Decke, die im Gebiet Oberalppass–Trun zwischen dem Aar-Massiv und der Gotthard-Decke auftritt, besteht überwiegend aus prävariszischem Paragneis und -schiefer mit meist wenig umfangreichen Einschaltungen von basischen und ultrabasischen Gesteinen wie Amphibolit und Serpentin. Variszische Intrusiva, wie sie im Aar-Massiv verbreitet auftreten, sind keine vorhanden. Einzig die häufig vorkommenden Pegmatit- und die gelegentlich auftretenden Rhyolithgänge («porphyrischer Mikrogranit») sowie die seltenen Diabasvorkommen werden als fragliche variszische magmatische Bildungen interpretiert.

Die Gesteine der Tavetsch-Decke weisen einen präalpinen amphibolitfazialen Mineralbestand und ein präalpines Gefüge auf, die beide während der alpinen Gebirgsbildung durch die retrograde Metamorphose und die starke Deformation in unterschiedlichem Masse überprägt wurden. Alpin bildete sich dabei selektiv ein grünschieferfazieller Mineralbestand.

Prävariszisches Kristallin

G_R Rueras-Gneiskomplex: Muskovitgneis und -schiefer

Der prävariszische Rueras-Gneiskomplex bildet im Tavetsch entlang des Vorderrheins den Felsuntergrund. Es sind Gebiete, die nur vereinzelt gute Aufschlussverhältnisse aufweisen, wie beispielsweise entlang der Strasse nach Mompé Tujetsch bei der Abzweigung von der Kantonsstrasse (Koord. 2706.540/1171.080). Der Gneis ist dort an der Strassenböschung auf einer längeren Strecke gut aufgeschlossen und gut zugänglich. Sehr gute Aufschlussverhältnisse bietet auch die allerdings schlecht zugängliche Schlucht des Vorderrheins zwischen Sedrun und Disentis. Die Bezeichnung Rueras-Gneiskomplex wurde von BERGER et al. (2017b) eingeführt und umfasst die «Paragneise» und «Paraschiefer» von NIGGLI (1944).

Die ausführlichste Beschreibung der Gesteine des Rueras-Gneiskomplexes stammt von NIGGLI (1944). Weitere Bearbeiter sind KRAMERS (1973), BONANOMI (1989), STUTZ (1989) und BÖHM (1991). Zusätzliche Erkenntnisse brachte der Bau des Gotthard-Basistunnels (GUNTLI & BERCHTOLD 1999, IG GBS 2012, 2015).

Der Paragneis besteht überwiegend aus einem grauen bis graugrünen feinkörnigen, relativ glimmerreichen Biotit und Chlorit führenden Muskovitgneis mit häufigen Übergängen zu schieferigem Gneis und Schiefer (Fig. 36). Weit verbreitet ist ein Gneis mit quer zur Schieferung stehendem grobschuppigem Muskovit, der als «Quermuskovitgneis» bezeichnet wird. Bei geringem Glimmergehalt und feinem Korn sind die Gesteine bisweilen hornfelsartig (NIGGLI 1944, NIGGLI et al. 2008). Alle Gesteinstypen sind durch Übergänge untereinander verbunden; im Gelände sind oft rasche Wechsel der Gesteinstypen auf kleinem Raum festzustellen.



Fig. 36: Detailaufnahme eines Biotit und Chlorit führenden Muskovitgneises mit Parallelwachsungen der Schichtsilikate. Vorderreinschlucht östlich von Mompé Tujetsch.
Foto C. Gisler.

Bei schwacher alpinktonischer Überprägung weisen die Gesteine ein präalpines Gefüge auf. Neben gebändertem Gneis treten Varietäten mit augig-flaserigen bis schlierig-lagigen Quarz-Feldspatleukosomen auf, die vermutlich bei einer hochgradigen Metamorphose durch eine leichte Anatexis entstanden sind. Die Orientierung des präalpinen Gefüges – Stoffbänderung, Flaserung und Lagenbau – weist eine relativ grosse Streuung auf; vorherrschend ist ein steiles Einfallen mit etwa 65° nach Südosten (SCHNEIDER AG 1993a). Während der alpinen Metamorphose erfolgte eine Rekristallisation von feinkörnigem Serizit, Biotit, Chlorit und Quarz entlang einer penetrativen Schieferung (IG GBS 2012, 2015). Bei stärkerer alpiner Überprägung wird das präalpine Gefüge von der penetrativen alpinen Schieferung ausgelöscht. Die alpine Schieferung fällt relativ konstant mit 74 bis 82° nach Südsüdosten (SCHNEIDER AG 1993a, IG GBS 2012, 2015).

Der Mineralbestand des Gneises ist sehr variabel und umfasst die Hauptgemengteile Plagioklas (20–80%), Quarz (10–45%), Muskovit (0–40%), Biotit (0–30%) und Chlorit (0–25%); dazu treten stellenweise Kalifeldspat und Kalzit als wichtige Nebengemengteile auf, akzessorisch sind Turmalin, Pyrit, Epidot, Granat, Zoisit/Klinozoisit sowie Zirkon vorhanden (NIGGLI 1944). Plagioklas ist durchwegs stark

serizitisiert. Der grobblättrige Muskovit ist reich an Einschlüssen und häufig parallel mit Biotit und Chlorit verwachsen (Fig. 36). Turmalin ist oft makroskopisch erkennbar und kann bis 8 mm lange Prismen bilden. Gegen die nördliche Grenze der Tavetsch-Decke ist eine zunehmend stärker werdende spätalpine spröde Überprägung festzustellen, die im Gebiet Sedrun zur Bildung von Kataklasit und Kakerit führte (K_T). Genauere Kenntnis darüber brachte erst der Bau des Gotthard-Basistunnels (S. 107f.).

Als ehemaliges sedimentäres Ausgangsmaterial des Muskovitgneises wird ein sandiger Tonstein vermutet, bei den feinkörnigen glimmerarmen hornfelsartigen Varietäten ein Kalzit führendes quarzreiches Sediment oder eine plagioklasreiche Arkose (NIGGLI et al. 2008). Nach BONANOMI (1989) und STUTZ (1989) kommen auch dazitische Vulkanite als Ausgangsmaterial in Frage.

Basierend auf dem vorherrschenden lithologischen Verband wird generell angenommen, dass die Gesteine der Tavetsch-Decke eine ähnliche präalpine Entwicklung durchgemacht haben wie diejenigen der Gotthard-Decke (BIINO 1994, MERCOLLI et al. 1994, LABHART 1999, LABHART & RENNER 2012), das heisst eine hochgradige Metamorphose von klastischen Sedimenten im Zuge der kaledonischen Gebirgsbildung im Ordovizium.

Rueras-Gneiskomplex mit gehäuften Auftreten von Pegmatiten

Östlich von Cavorgia oberhalb der Lokalität Cavorgia Sura (Koord. 2704.750/1170.110) befindet sich ein Gebiet mit gehäuften Auftreten von Pegmatiten im Rueras-Gneiskomplex. Weitere solche Gebiete liegen weiter südwestlich ausserhalb des Kartengebiets (Atlasblatt Oberalppass, AMBÜHL et al. 2008). Es handelt sich dabei um eine netzartige Durchschwärmung von sich aufspaltenden und verflechtenden Gängen, bei der lokal der Gneis nur noch in Schollenform erkennbar ist (NIGGLI 1944). Aufgrund der Häufung vermutet NIGGLI (1944) in grösserer Tiefe der Tavetsch-Decke Vorkommen von granitischen Gesteinen, mit denen die Pegmatite in enger genetischer Beziehung stehen.

P_R Serizit-Chloritschiefer und -phyllit

Entlang des Vorderrheins am östlichen Kartengebietsrand finden sich Bereiche, in denen Serizit-Chloritschiefer und -phyllit dominieren. Es handelt sich dabei um dünnblättrig spaltende Gesteine, die vorwiegend aus feinkörnigem Quarz und Feldspat sowie einem grossen Anteil an feinschuppigem Chlorit, Serizit und Biotit bestehen (Fig. 37, «Paraschiefer» nach NIGGLI et al. 1944). Chlorit ist meist das am häufigsten auftretende Schichtsilikat. Als weiteres wichtiges gesteinsbildendes Mineral kommt Karbonat in Form von Kalzit, Dolomit und eventuell auch Magnesit vor. Akzessorien sind Turmalin, Pyrit, Pyrrhotin (Magnetkies), Ilmenit, Hämatit, Apatit, Zirkon, Limonit und Goethit (NIGGLI, 1944).



Fig. 37: Serizit-Chloritphyllit. Vorderrheinschlucht westlich Mumpé Medel (Koord. 2707.345/1172.120). Foto C. Gisler.

Lokal sind Relikte von Texturen wie Bänderungen, Feldspat-Augen und -flasern sowie Quermuskovitplättchen vorhanden, wie sie für den Paragneis typisch sind. NIGGLI (1944) interpretiert daher die Vorkommen von Serizit-Chloritschiefer und -phyllit als alpin stark überprägten Paragneis («Paraschiefer»). Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung wird von anderen Autoren jedoch vermutet, dass ein im Vergleich zum Paragneis eher mergeliges Sediment als Protolith angenommen werden muss (SCHNEIDER AG 1993a).

A_R Amphibolit

Amphibolit tritt in Form von Linsen und schmalen Lagen innerhalb des Rueras-Gneiskomplexes auf. Eine detaillierte Beschreibung der Vorkommen findet sich in NIGGLI (1944). Das Gestein ist dunkelgrau bis schwarz, feinkörnig und massig bis gebändert. Wegen des feinen Kornes ist der Amphibolit makroskopisch oft nicht eindeutig als solcher bestimmbar.

Als Hauptgemengteil ist Hornblende mit einem Anteil von etwa 70% vertreten. An Stelle der schwarzen Hornblende kann manchmal eine etwas hellere aktinolithische Hornblende vorkommen (NIGGLI 1944). Plagioklas tritt vorwiegend als Albit auf. Weitere Gemengteile sind Quarz, der bis zu 15% des Gesteins einnehmen kann, Zoisit, Epidot und Biotit, der teilweise chloritisiert ist. Akzessorisch kommen Ilmenit, Pyrit, Pyrrhotin (Magnetkies), Titanit, Rutil, Apatit und Kalzit vor. Nordöstlich von Cavorgia bei der Lokalität Plaun Sogn Leci (Koord. 2703.840/1170.350) tritt ein Granatamphibolit mit bis zu 3 mm grossem Granat auf (NIGGLI 1944).

Die Bänderung des Amphibolits zeigt oft ein steiles Ost- bis Südostfallen. Die alpine Überprägung ist bei grösseren Vorkommen und vor allem im südlichen Teil der Tavetsch-Decke gering. Im Gotthard-Basistunnel wurden in der nördlichen Tavetsch-Decke dagegen einige kleine Amphibolitvorkommen angetroffen, bei denen die Hornblende alpin vollständig in Chlorit umgewandelt worden ist (IG GBS 2012). Beim Amphibolit handelt es sich im Allgemeinen um einen Orthoamphibolit mit basaltischem Chemismus (SCHNEIDER AG 1993a).

TS_R Talkschiefer und Serpentin

Kleine Vorkommen von ultrabasischen Linsen aus Talk führendem Gestein, Serpentin und Strahlstein kommen im Paragneis relativ häufig vor, erreichen aber meist nur wenige Meter Ausdehnung. Viele davon wurden früher abgebaut (S. 166). Sie wurden deshalb bereits relativ früh in der geologischen Erforschungsgeschichte untersucht und beschrieben, so beispielsweise von TARNUZZER (1918), ARN. HEIM (1918) und PARKER (1920, 1921); NIGGLI (1944) kartierte die zu seiner Zeit vorhandenen Vorkommen. Heute sind die meisten davon nicht mehr zu finden, weil sie entweder vollständig abgebaut, oder die Abbaustellen wieder mit Lockergestein aufgefüllt wurden. Eine Liste von Vorkommen mit Koordinaten ist in PFEIFER et al. (1993) enthalten, in der jedoch einige der von NIGGLI (1944) kartierten Vorkommen nicht aufgeführt werden.

Auf der vorliegenden Karte sind nur drei heute noch aufgeschlossene Vorkommen dargestellt. Bei einem davon handelt es sich um einen Zug von Magnesit-Dolomitfels (**M_{DR}**), der als eigene Kartiereinheit im Anschluss beschrieben wird. Das zweite Vorkommen befindet sich in der Vorderrheinschlucht südöstlich von Segnas, nicht weit vom besagten Magnesit-Dolomitfels entfernt (Koord. 2707.300/1172.050). Es wurde bereits von TARNUZZER (1918, S. 25ff. Lokalität «Cufflons») beschrieben. In einem Dünnschliff aus der vertalkten Randzone des Vorkommens stellte er Karbonat als Hauptbestandteil fest; weiter kommen Talk, Spinell (evtl. chromhaltiger Spinell bzw. Chromit), Magnetit, Chlorit und Ilmenit vor. Das Gestein ist hellgrün, weich und mit dem Fingernagel ritzbar. Das Zentrum des Zugs wird von einem zähen schwarzgrünen massigen feinkörnigen Serpentin gebildet. Ein drittes Vorkommen, mit einer Aufschlussfläche von kaum 1 m², ist nordwestlich von Zarcuns bei Sum Praus direkt am Weg zu finden (Koord. 2700.75/1171.11).



Fig. 38: Vom Fluss polierte Fläche des Magnesit-Dolomitfelsens. Vorderrheinschlucht westlich Mumpé Medel (Koord. 2707.340/1172.000). Foto C. Gisler.

Im Gotthard-Basistunnel wurden mehrere teilweise perlschnurartig aufgereihte Linsen von ultrabasischen Gesteinen angefahren; die grösste davon weist eine Länge von 15 m auf. Der Kern der grösseren Linsen besteht oft aus Serpentin mit einem 0,2 bis 0,5 m mächtigen randlichen Bereich aus Talkschiefer, Tremolit-Talkschiefer oder Aktinolithfels. Kleinere Linsen sind im Allgemeinen vollständig vertalkt (IG GBS 2015).

MD_R Magnesit-Dolomitfels

Bei Ragisch östlich von Pignola (Koord. 2707.430/1172.040) tritt konkordant zum Muskovitgneis und -schiefer ein 6–10 m mächtiger Zug eines weissen bis hellbeigen dichten bis feinkörnigen massigen Gesteins auf. Dieses wittert beige-gelb an und ist unregelmässig gebankt. Der Zug kann gegen Westen bis hinunter an den Vorderrhein verfolgt werden, wo sich die eindrucklichsten, aber nicht leicht zugänglichen Aufschlüsse befinden (Fig. 38). Besser zugänglich sind die Aufschlüsse an den oben angegebenen Koordinaten.

Es handelt sich bei diesem Gestein gemäss den Untersuchungen von NIGGLI (1944) um einen Magnesit-Dolomitfels, der zu 36,7% aus Dolomit, zu 31,2% aus Magnesit und zu 7,6% aus Siderit besteht. Als weiterer Gemengteil ist Quarz vorhanden. Ein Zusammenhang mit den mesozoischen Sedimentgesteinen ist aufgrund der umgebenden prävariszischen Gesteine sehr unwahrscheinlich. Das Vorkommen dürfte eher mit den in unmittelbarer Nachbarschaft auftretenden Talk- und Serpentinlinsen zusammenhängen. Die Entstehung solcher Gesteine ist in der Fachwelt umstritten.

GM_C Calmut-Gneiskomplex: gebänderter, teilweise migmatitischer Alkalifeldspat-Plagioklasgneis

In der Südostecke des Kartengebiets kommt ein Gneis vor, der gegenüber den Gesteinen des Rueras-Gneiskomplexes einen relativ geringen Gehalt an Glimmer und dafür einen höheren Anteil an Quarz und Feldspat aufweist. Alkalifeldspat ist teilweise häufiger als Plagioklas. Dieser Gesteinstyp wird von NIGGLI (1944) ausführlich beschrieben und als «Mikroclinreiche Mischgneise» bezeichnet; weitere Angaben finden sich in KRAMERS (1973) und BÖHM (1991). Die Bezeichnung Calmut-Gneiskomplex wurde von BERGER et al. (2017a, b) eingeführt und umfasst den migmatitischen Gneis und Migmatit der Tavetsch-Decke.

Der quarz- und feldspatreiche Gneis ist oft gebändert, generell etwas heller und grobkörniger als der Muskovitgneis des Rueras-Gneiskomplexes und zudem weniger stark alpin überprägt. Charakteristisch für den Calmut-Gneiskomplex ist das Vorhandensein von Mikroclinperthit (Alkalifeldspat). Dieser Feldspattyp tritt in der Tavetsch-Decke sonst nur in Pegmatiten auf.

Der quantitative Mineralbestand und die Korngrösse schwanken auf kurze Distanz stark. Dies und die Bänderung sind Hinweise, dass es sich nicht um einen Orthogneis handeln dürfte (NIGGLI 1944).

Ganggesteine

In der Tavetsch-Decke sind vor allem Pegmatitgänge lokal sehr häufig (S. 102). Daneben kommen Rhyolithgänge vor («porphyrischer Mikrogranit»). Die vereinzelt Grünschiefervorkommen werden von NIGGLI (1944) als variszisch entstandene metamorph überprägte Diabasgänge interpretiert und deshalb ebenfalls zu den Ganggesteinen gestellt.

öb Diabas

Die einzigen auf dem vorliegenden Kartenblatt dargestellten Grünschiefervorkommen der Tavetsch-Decke befinden sich südlich von Sedrun unterhalb von

Foppas (Koord.2702.430/1170.210) sowie bei Crestas (Koord.2704.950/1170.860). Das Gestein ist grün bis hellgrün, feinkörnig und besteht aus Chlorit, Albit, Epidot und Biotit. Die Vorkommen werden als alpin retrograd überprägte variszische Diabasgänge gedeutet (NIGGLI 1944).

p Rhyolith

Rhyolithgänge («porphyrischer Mikrogranit» bzw. «Quarzporphyr») sind in der Tavetsch-Decke ziemlich häufig (NIGGLI 1944). Meistens handelt es sich dabei um wenig mächtige, stark verschieferte Ganggesteine, die nur auf kurze Distanz verfolgbar sind. Im Kartengebiet tritt Rhyolith nur in zwei Vorkommen an der Strasse Sedrun–Cavorgia kurz vor Cavorgia (Koord.2703.430/1170.270) und am Vorderrhein östlich von Buretsch (Koord.2707.330/1172.240) auf.

Häufig sind bereits makroskopisch erkennbare, bis 4 mm lange Turmalinnadeln als Einsprenglinge in einer dichten Grundmasse erkennbar. Quarzeinsprenglinge sind dagegen seltener zu finden. Wegen der starken Verschieferung liegen die ursprünglich hellgrauen massigen Gesteine heute vorwiegend als dünnblättrig aufspaltender weisser bis hellgrauer Serizitschiefer vor.

Pg_T Pegmatit

Pegmatitgänge treten in der Tavetsch-Decke lokal stark gehäuft auf (S.102). Das einzige im Kartengebiet als Einzelgang kartierte Pegmatitvorkommen befindet sich bei Cavorgia Sura am südlichen Kartengebietsrand (Koord.2704.500/1170.000). Hauptgemengteile, die bis 5 cm grosse Kristalle bilden, sind Quarz, Alkalifeldspat (Mikroklinperthit), Plagioklas (Albit–Oligoklas) und Muskovit. Die für Pegmatite oft charakteristischen Minerale wie Schörl (schwarzer Turmalin), Topas oder Beryll fehlen (NIGGLI 1944).

Tektonite

K_T Kakirit, untergeordnet Kataklasit

Im Gotthard-Basistunnel wurde südlich der Clavaniev-Zone auf einer Länge von etwa 800 m häufig stark kakiritisierter prävariszischer Gneis und Schiefer der Tavetsch-Decke durchfahren. Als Folge der alpinen retrograden Metamorphose stellen Quarz, Albit und Serizit als alpine Neubildungen die Hauptgemengteile dar. Weiter kommen Chlorit, Biotit und Kalzit in stark schwankenden Anteilen vor. Das prävariszische Gefüge – Lagenbau und stoffliche Bänderung – ist nicht mehr zu erkennen, da es grösstenteils von der alpinen Schieferung penetrativ überprägt wurde. Die spätalpine spröde Überprägung äussert sich in einer Knickung und

Kleinfältelung der Schieferung, in unregelmässiger, netzartiger Riss- und Bruchbildung sowie in einer stellenweise intensiven Kornzerkleinerung (IG GBS 2012).

In Bohrungen im Gebiet der Oberalpstrasse östlich von Bugnei wurde Kakirit, der zum Teil aus Gesteinen der Tavetsch-Decke hervorgegangen sein dürfte, beschrieben (LARDELLI 1998). Einzig bei Clis in einer Runse steht diese Kakiritzone oberflächennah an (Koord. 2704.880/1171.170); sie dürfte den Randbereich gegen den kaum tektonisierten Gneis weiter südöstlich darstellen.

GOTTHARD-DECKE

Autochthone Sedimentgesteine

URSEREN-GARVERA-ZONE

Die Urseren-Garvera-Zone umfasst eine spätpaläozoische (Karbon-Perm) bis mesozoische Metasedimentabfolge von einigen hundert Metern Mächtigkeit, die als autochthone Sedimentgesteine der Gotthard-Decke interpretiert werden und deren nördliche Begrenzung darstellen. Im Gegensatz zu den im Norden und im Süden angrenzenden prävariszischen Kristallingesteinen sind diese Sedimentgesteine monometamorph. Im Allgemeinen lassen sich die Gesteine stratigraphisch gliedern, wobei die ältesten, permokarbonischen Bildungen den Südrand und die jüngsten, frühjurassischen den Nordrand der Urseren-Garvera-Zone markieren. Während der alpinen Gebirgsbildung wurden die Sedimentgesteine grünschieferfaziell überprägt.

Die Urseren-Garvera-Zone tritt nur in wenigen Aufschlüssen in der südöstlichen Kartengebietsecke auf. Die folgenden Erläuterungen sind daher eher knapp gehalten. Für eine ausführliche Beschreibung der Gesteine der Urseren-Garvera-Zone wird auf die Arbeit von NIGGLI (1944) sowie auf die Erläuterungen der angrenzenden Atlasblätter Oberalppass und Greina verwiesen (NIGGLI et al. 2008, VÖGELI et al. 2013).

P_{UG} Schuppenzone: Rauwacke, Dolomit, Glimmerschiefer und Phyllit, stark verschieferter Metarhyolith, Gneis

Zwischen der Tavetsch-Decke und den Metasedimentgesteinen der Urseren-Garvera-Zone liegt eine meist 5–30 m, selten bis 120 m mächtige Zone, die hauptsächlich aus Phyllit unterschiedlichster Ausprägung aufgebaut wird. Nach NIGGLI (1944) kommen gelblich weisse, graublau, blauschwarze sowie weitere Gesteinsfarben vor. Das Gestein weist stellenweise Ähnlichkeiten zum permokarbonischen Serizitphyllit (**p₁**) auf, lokal auch zum Serizitschiefer der triassischen Quarten-Formation oder zu weiteren verschieferten mesozoischen Metasedimentgesteinen.

Zusätzlich kann verschieferter Metarhyolith («Quarzporphyr») oder stark verschieferter prävariszischer Gneis unbekannter Zuordnung auftreten. Diese Gesteine bilden eine gegen Norden und Süden gut abgrenzbare Einheit, die als eine tektonisch stark überprägte Schuppenzone interpretiert wird (NIGGLI 1944).

Im Kartengebiet wurde von NIGGLI (1944) einzig an einem kleinen Teich nordwestlich von Stagias (Koord. 2707.000/1170.150) ein Aufschluss mit Gesteinen der Schuppenzone sowie nicht sicher bestimmbarer triassischer Gesteinen kartiert. Heute sind diese Aufschlüsse überwachsen und nur noch schwierig aufzufinden.

p_a Blauschwarzer Serizitphyllit

Der blauschwarze Serizitphyllit ist dünnstiefriig und leicht erodierbar. Hauptgemengteile sind Serizit, Quarz, Albit und Chlorit, wobei Serizit 45–75% des Gesteins einnehmen kann (NIGGLI 1944). Akzessorien sind Turmalin, Apatit, Zirkon, Karbonat, Erzminerale und Rutil. Als Protolith wird ein Tonstein angenommen. Grund für die blauschwarze Färbung sind wahrscheinlich fein verteilte Erzminerale (evtl. Ti-haltiger Hämatit, NIGGLI 1944). Der blauschwarze fossilfreie Serizitphyllit wird stratigraphisch von triassischen Karbonatgesteinen (Dolomit und Rauwacke) überlagert und daher ins Späte Paläozoikum (Karbon–Perm) oder allenfalls in die früheste Trias gestellt (NIGGLI 1944).

t_{R-Q} Röti- und Quarten-Formation: Dolomit, Rauwacke, Serizitschiefer und -phyllit

Nördlich des blauschwarzen Serizitphyllits folgen Rauwacke, Dolomit sowie bunter Serizitschiefer und -phyllit. Der Dolomit ist im Allgemeinen sehr rein (etwa 98% Dolomit, NIGGLI 1944). Akzessorisch kommen Quarz und Albit vor. Makroskopisch ist das Gestein dicht, massig und im frischen Bruch hellblau bis grau. Die Anwitterungsfarbe ist braun bis gelb. Der bunte Serizitschiefer und -phyllit unterscheidet sich vom mineralogisch sehr ähnlichen blauschwarzen Serizitphyllit (**p_a**) vor allem durch die vorwiegend grüne, violette, blaue und weiße Färbung. Die Sedimentgesteine werden der triassischen Röti- und Quarten-Formation zugewiesen, die an der Strasse östlich von Stagias in der südöstlichen Kartengebietsecke anstehen.

l_{us} Stgir-Formation, unterer Teil: bräunlich anwitternder Serizitschiefer mit Sandkalkbänken

Die Sedimentgesteine des unteren Teils der Stgir-Formation sind an der Strasse von Curaglia nach Stagias aufgeschlossen (Koord. 2707.490/11701.600). Es handelt sich dabei um eine Wechsellagerung im Dezimeterbereich von bräunlich anwitterndem Serizitschiefer und bankigem Kalksandstein.

QUARTÄR

Während der Letzten Eiszeit wurden das Urner Reusstal und das Vorderreintal sowie deren Seitentäler von mächtigen Gletschern durchflossen, die zum Einzugsgebiet des Reussgletschers und des Bündner Gletschers (Rheingletscher auct.) gehörten. Zur Zeit des letzteiszeitlichen Maximums (Last Glacial Maximum LGM) vor 26,5–19 ka stirnte der Reussgletscher im Birrfeld (Aargauer Reusstal) und der Bündner Gletscher im Limmat- und Glatttal sowie im Gebiet nördlich des Bodensees (HANTKE 1980, GRAF et al. 2006, CLARK et al. 2009, RENNER & ZGRAGGEN 2011, REBER et al. 2014 u.a.). Die inneralpinen Bereiche waren zu jener Zeit von einer mächtigen Eisdecke bedeckt, nur die höchsten Gipfel ragten als Nunataks aus dem Eis. Zu erwähnen sind diesbezüglich die Gipfelpartien der westlichen und östlichen Talflanke des Fellitals (Rienzenstock bzw. Bristen – Piz Giuv), die höchsten Erhebungen um den Oberalpstock, der Grat östlich des Brunnitals (Straligenstöckli – Stotzig Grat – Gwasmel) und die Bergkette Piz Ault – Piz Cavardiras – Piz Run nordwestlich von Disentis. Anhand von Schlifffgrenzen, das heisst der morphologischen Grenze zwischen den glazial überschlifften Talflanken und der von der Frostverwitterung geprägten Gipfelregion, kann die maximale letzteiszeitliche Eisoberfläche abgeschätzt werden. Im Kartengebiet befand sich diese zwischen 2000 (Amsteg) und etwas über 2800 m ü.M. (Sedrun), das heisst, dass die Eisdicke in den grossen Tälern etwa 1500 m betrug (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, SCHLÜCHTER 2009). Vom Eisdome Vorderrhein im Gebiet Sedrun (Tavetsch) mit einer Eisoberfläche von über 2800 m ü.M. floss das Eis in alle vier Himmelsrichtungen ab (SCHLÜCHTER 2009). Neben dem Hauptteil, der das Vorderrheintal abwärts in Richtung Chur floss (Bündner Gletscher), sandte der Eisdome über den Oberalppass, die Fellilücke, die Mittelplatte und den Chrüzlipass Zuflüsse ins Reussgebiet (Reussgletscher).

Der Rückzug der Gletscher aus dem Mittelland erfolgte ab etwa 18 ka (VAN HUSEN 1997, KELLER & KRAYSS 2005, IVY-OCHS et al. 2008, RENNER & ZGRAGGEN 2011, REBER et al. 2014). Sie schmolzen dabei rasch bis in die Alpentäler zurück und zerfielen nach und nach in kleine, selbständige Lokalgletscher. Vereinzelt Kältephasen unterbrachen das Zurückschmelzen kurzfristig und liessen die Gletscher wieder etwas vorrücken (spätglaziale Vorstösse). Dabei bildeten die Gletscher Moränenwälle, die heute die Etappen des Abschmelzens dokumentieren. So reichte der Reussgletscher vor etwa 16 ka noch bis Attinghausen, der Vorderrheingletscher bis Chur; vor 15,5 ka bis Wassen beziehungsweise bis etwa nach Disentis (HANTKE 1980, RENNER & ZGRAGGEN 2011). Der Gletschervorstoss aus dem Maderanertal muss zu dieser Zeit noch das Urner Reusstal erreicht haben, denn einige Zeit später, um 14,7 ka, stirnte er immer noch beim Dorf Bristen, während sich der Reussgletscher talaufwärts schon ins Urserental bis Realp und der Gletscher aus der Göscheneralp bis knapp hinter das Dorf Göschenen zurückgezogen hatte

(RENNER & ZGRAGGEN 2011). Nach 14,7 ka schmolzen die Gletscher weiter zurück. Um 12,5 und 11,6 ka sind Gletscherstände festzustellen, die bereits nicht mehr sehr weit über die historischen Höchststände der Kleinen Eiszeit um 1850 hinausreichen. Figur 39 gibt einen Überblick über die im Gebiet von Atlasblatt Amsteg verwendete stadiale Gliederung. Die stadiale Zuordnung der Moränenwälle wurde im Reussgebiet gemäss RENNER & ZGRAGGEN (2011) vorgenommen. Im oberen Vorderrheintal sind für viele Moränen Angaben zur Zuordnung in der Literatur vorhanden (RENNER 1982).

Im Gebiet von Atlasblatt Amsteg werden die Quartärablagerungen von den Moränen der spät- und postglazialen Gletschervorstösse dominiert. Diese bestehen, neben den charakteristischen wallförmigen Erhebungen der Moränenwälle, hauptsächlich aus Grundmoränenmaterial und aus blockreicher Obermoräne, welche beim Zurückschmelzen der Gletscherzungen in den Geländemulden abgelagert wurde. Auf dem Atlasblatt wurde zwischen letztzeitlichen Moränen (q_{4m}), Lokalmoränen (q_m) und neoglazialen Moränen (q_{rm}) unterschieden.

Zusätzlich zu den Gletscherablagerungen sind auf dem Kartenblatt Ablagerungen fluviatilen und gravitativen Ursprungs wie Alluvionen, Schwemmfächer, Hang- und Bachschutt sowie Rutsch- und Sackungsmassen dargestellt. Die Darstellung des Quartärs basiert hauptsächlich auf Feldaufnahmen, die durch Interpretation von Orthofotos aus dem Jahre 2016 und dem digitalen Terrainmodell (swissALTI^{3D}) sowie durch die Auswertung historischer Karten ergänzt wurden.

Pleistozän

Spätes Pleistozän

q_{4m} **Letztezeitliche Moräne (Till)**

Neben Moränenwällen hinterliessen die Gletscher eine ausgedehnte Bedeckung des Geländes mit Grundmoränenmaterial sowie einer Blockstreu aus dem von der Gletscheroberfläche ausgeschmolzenen Material (Obermoräne). Diese mit Ausnahme der steilsten Hänge ursprünglich fast überall vorhandene Bedeckung wurde im Holozän teilweise von den Hängen abgespült oder von jüngeren Ablagerungen überdeckt. Die letztezeitliche Moränenbedeckung weist meist eine Vegetationsdecke auf. Die Abgrenzung zu Gebieten mit von Vegetation überwachsener, flächiger Hangschuttbedeckung ist schwierig und musste dem Kartenmassstab entsprechend vereinfacht dargestellt werden.

Jahre vor heute [ka]	Spätglaziale Stadien in den östlichen Schweizeralpen	Stadien des Bündner Gletschers im Vorderrheintal	Stadien des Reussgletschers im Urner Reusstal
11,6	Egesen III (Kromer)	Keine eindeutig zuzuordnende Ablagerungen	<p style="text-align: center;">Garschen-Stadium</p> <p>Vorstoss Galenstöck (sehr groblockig): Sidelen-gletscher,</p> <p>Vorstösse Garschen-Tiefenbach Sidelen- und Tiefen-gletscher</p>
12,7	Egesen II (Bocktensäili)		
14,7	Daun-Stadium (Samedan)	Selva/Plau-Pardatsch-Stadium Gletscher da Maighels und da Curnera	Realp-Stadium Sidelen-, Tiefen- und Witenwassern-gletscher
15,5	Clavadel-Stadium (Cinuoschel)	Disentis-Stadium Vorderrheingletscher	Wassen-Stadium Reuss- und Göschenalp-gletscher
16,0	Gschnitz-Stadium (Zernezh)	Chur-Stadium Vorderrheingletscher	Attinghausen-Stadium Reussgletscher

Fig. 39: Die spätglazialen Gletscherstadien im Gebiet von Blatt Amsteg und Umgebung.

Moränenwälle

Vom späteiszeitlichen Reussgletscher sind auf dem Gebiet von Atlasblatt Amsteg nur einige wenige Moränenwälle erhalten geblieben. Auf der westlichen Talseite des *Urner Reusstals* nördlich von Schipfenberg befindet sich auf einer Höhe von 1340 m ü.M. (Koord. 2690.960/1178.960) ein etwa 150 m langer Moränenwall. Östlich der Reuss tritt – praktisch auf der gegenüberliegenden Talseite – ein weiterer kurzer, wenig markanter Wall bei Bristenberg auf etwa 1370 m ü.M. (Koord. 2692.870/1177.680) auf. Da die genannten Moränenwälle etwa auf der gleichen Höhe liegen, dürften sie beim gleichen Stand des Reussgletschers gebildet worden sein. Zu welchem Stadium sie gehören, ist jedoch nicht bekannt.

Der markante, leicht gekrümmte, West-Ost streichende Moränenwall am Ausgang des *Leitschachtals* bei Torli-Hinter Arni (Koord. 2691.720/1180.710) ist aufgrund des Verlaufs im Gelände und der Morphologie einem älteren Stadium zuzuordnen als die in unmittelbarer Nähe vorkommenden, mit dem lokalen Gletschervorstoss aus dem Leitschachtal (q_{lm}) assoziierten Moränenwälle. Er wird daher als spätglazialer Wall des Reussgletschers gedeutet, dessen Zuordnung zu einem Stadium jedoch offen ist.

Am Ausgang des Tals zur *Intschialp* sind Moränenwälle zwischen 1100 und 1400 m ü.M. zu finden. Ein etwa 400 m langer Wall liegt wenig nördlich der Intschialpbachschlucht zwischen 1100 und 1250 m ü.M. Ungefähr auf gleicher Höhe befindet sich nordwestlich von Schwanden (Koord. 2690.900/1179.390) ein weiterer Wall; beide dürften aufgrund der Höhenlage beim gleichen Gletscherstand abgelagert worden sein. Die Zuordnung zu einem Stadium ist jedoch nicht bekannt. Ob es sich bei den wallartigen Formen östlich von Näcki (Koord. 2691.230/1179.900) um glazial oder rein gravitativ bedingte Formen handelt, kann nicht eindeutig geklärt werden. Die Strukturen liegen jedenfalls innerhalb der Sackungsmasse Rostwald und wurden auf der Karte als Nackentälchen interpretiert.

Moränenwälle, die dem Realp-Stadium vor etwa 14,7 ka zugeordnet werden, finden sich am Ausgang des *Fellitals* beim Felliberg sowie beim Felliboden (SCHINDLER et al. 1972, RENNER & ZGRAGGEN 2011). Der Felligletscher hat also das Urner Reusstal noch erreicht, als der Reussgletscher schon weit zurückgeschmolzen war.

Im *Maderanertal* sind im Talgrund keine Moränenwälle mehr erhalten. Ein markanter Moränenwall befindet sich jedoch bei Golzeren auf der Schulter des Golzerensees. Dieser Wall hat zur Bildung des Golzerensees geführt. Er wird dem Realp-Stadium zugewiesen (Fig. 39), bei welchem der Gletscher des Maderanertals bis etwa nach Bristenreichte und ein Seitenlappen noch knapp den Felsriegel östlich des Geschel überfliessen konnte (RENNER & ZGRAGGEN 2011). Andere Autoren interpretieren den Moränenwall als Ablagerung des Windgällen- (HANTKE 1980) oder Stäfeldfirns (SCHWABE 1957, REGOLINI 2011).

Ein kurzer, aber markanter Moränenwall befindet sich am Ausgang des Etzli bei Herrenlimi (Koord. 2697.050/1179.730). Er dürfte durch den Gletscher des Maderanertals abgelagert worden sein, als dieser bei Bristen stirnte (Realp-Stadium, RENNER & ZGRAGGEN 2011).

Im *Vorderrheintal* sind keine dem Einzugsbereich des Bündner Gletschers zugehörigen spätglazialen Moränenwälle ausgeschieden worden.

q_{1m} Lokalmoräne (Till), mit grober Blockstreu

Die Bezeichnung Lokalmoräne soll zum Ausdruck bringen, dass die Moränen nicht durch grosse Talgletscher, wie zum Beispiel den Reussgletscher oder den Bündner Gletscher, abgelagert wurden. Vielmehr handelt es sich um Ablagerungen kleinerer Gletscher, die gegen Ende des Spätglazials aus Seitentälern oder aus lokal eng begrenzten Kargebieten vorstiessen. Die Lokalmoränen (**q_{1m}**) sind charakterisiert durch einen im Vergleich zu den Moränen der Letzten Vergletscherung (**q_{4m}**) frischeren Habitus und tendenziell markantere Wallformen. Im Gegensatz zu den neoglazialen Moränen (**q_{1m}**) sind sie eindeutig stärker verwittert und meist dicht bewachsen. Obwohl im vorliegenden Gebiet keine absoluten Datierungen dieser Ablagerungen vorliegen, können sie aus Analogie zu ähnlichen Ablagerungen im Gebiet der Atlasblätter Meiental, Urseren und Oberalppass sowie den östlichen Alpen am ehesten dem Egesen-Stadium zugewiesen werden (Fig. 39, MAISCH 1981). Diese Kaltphase wird heute mit dem Zeitraum der Jüngeren Dryas (12,7–11,6 ka BP) korreliert. Eine eindeutige Zuordnung zu diesem Stadium ist aber nicht immer einwandfrei möglich. Gebiete und Wälle zweifelhafter Zugehörigkeit wurden als Moräne der Letzten Vergletscherung (**q_{4m}**) ausgeschieden.

Deutlich ausgebildete Lokalmoränen finden sich in den Seitentälern oder auf den höher gelegenen Bergschultern des Vorderrheintals, wo Staffeln von teilweise mehrere hundert Meter langen Moränenwällen die jeweiligen lokalen Gletschervorstösse nachzeichnen. Besonders eindrücklich sind in diesem Zusammenhang das Val Giuv, das Val Mila und das Val Strem. Weniger ausgedehnte Lokalmoränen kommen im Val Cavardiras und im Val da Surplattas vor.

Ausgedehnte Lokalmoränen im Reussgebiet finden sich westlich des Riesenstocks, im Fellital und im Etzli; untergeordnet im Brunnital und in den höher gelegenen Bereichen der Talflanken des Maderanertals.

Moränenwälle

Der Lokalgletscher des *Leitschachtals* stirnte südöstlich des Arnisees, wie dies durch eindrückliche Seitenmoränen im Gebiet Diessenbrunnen–Schwändli belegt wird. Der Gletscher dürfte damals bis auf etwa 1200 m ü.M. hinab gereicht haben. Taleinwärts, bei Torli, befinden sich weitere Moränenreste; ein markanter Moränenriegel folgt etwa 600 m weiter oben bei Heitersbüel (Fig. 40). Diese Wall-



Fig. 40: Moränenwall bei Heitersbüel, Leitschachtal. Foto C. Gisler

formen werden dem Realp-Stadium zugeordnet (Fig. 39, RENNER & ZGRAGGEN 2011). Die markanten Wallformen bei Egg nordwestlich von Golzeren (*Maderanertal*) werden auf dem vorliegenden Kartenblatt als akkumulativ entstandene Formen interpretiert; sie dürften von einem Lokalgletscher aus dem Gebiet Chli Windgällen abgelagert worden sein.

Bei Obermatt im *Fellital* sind grobblockige Moränen und damit assoziierte Moränenwälle zu finden, die den Vorstoss eines Seitengletschers aus dem Gebiet Wichel belegen. Dieser Gletscherstand wird dem Garschen-Stadium vor 12,5 ka zugerechnet (Fig. 39, RENNER & ZGRAGGEN 2011). Im Gebiet des *Etzli* werden die Moränenwälle südlich der Witenalp und die sehr grobblockigen Wallformen ausgangs des Chrüzlitals ebenfalls dem Garschen-Stadium zugewiesen. Weitere, jüngere grobblockige Wallreste finden sich westlich der Etlühütte bei der Lokalität Felleli. Eine ganze Reihe von Wällen befindet sich im *Sellenentobel*, einem Seitental des Etzli. Der längste und markanteste zieht nördlich des Rüteli am linken

Rand des Tobels entlang und ist etwa 750 m lang. Die Zuordnung zu einem Stadium ist unklar.

Im Gebiet des *Vorderrheintals* sind die auf Seite 114 bereits erwähnten Wallstaffeln am Eingang der Nord-Süd verlaufenden Seitentäler hervorzuheben, insbesondere die Moränenwälle des Val Giuv, Val Mila und Val Strem. Auf den Schultern der nördlichen Talflanke des Vorderrheintals treten im Gebiet Gendusas sowie im oberen Teil des Val d'Acletta und des Val Clavaniev ausgedehnte grobblockige Moränen mit deutlichen Wallformen auf. Die Zuordnung zu einem Stadium ist nicht bekannt, eine Einstufung ins Egesen-Stadium jedoch wahrscheinlich (z.B. im Val Giuv, Atlasblatt Oberalppass, AMBÜHL et al. 2008)

Fossile Blockgletscher

Fossile beziehungsweise reliktsche 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. Die Unterscheidung zwischen aktiven und fossilen Blockgletschern ist nicht immer einfach und mit gewissen Unsicherheiten behaftet. Fossile Blockgletscher finden sich im Kartengebiet oft im Bereich ausgedehnter, häufig grobblockiger Lokalmoränen (q_{lm}). Erwähnenswerte Vorkommen von fossilen Blockgletschern befinden sich im Gebiet Alp Culmatsch-Plaun da Mattauns (Fig. 41) und bei Fontanei am westlichen Talhang des oberen Val Clavaniev.

Ehemalige Abflussrinnen

Eine Rinne, welche mit Lockergesteinsmaterial aufgefüllt und in der heutigen Geländemorphologie nicht mehr klar zu erkennen ist, wird als ehemalige Abflussrinne beziehungsweise Paläotal bezeichnet. Bei Intschi im Urner Reusstal sowie im Maderanertal wurden bei geologischen Untersuchungen ehemalige Abflussrinnen entdeckt. Bei den Bildungen bei Intschi können zwei Systeme unterschieden werden, die beide hauptsächlich durch die Baugrunduntersuchungen und die Bauausführung der Gotthardautobahn (Autobahn A2) erkannt wurden (SCHINDLER et al. 1972). Ein alter Reusslauf mit gleichmässigem Gefälle verläuft auf der östlichen Seite der Reuss vom Ausgang des Teiftals bis gegen Amsteg hinunter. Ein zweites, etwas kürzeres System mit unausgeglichenem Gefälle verläuft auf der westlichen Talseite unterhalb von Intschi. Beide Rinnensysteme sind mit Moränen- oder Bergsturzmaterial verfüllt. Ein Holzfund an der Basis der westlich der Reuss verlaufenden Rinne konnte mittels ^{14}C -Altersbestimmung auf $10,480 \pm 0,090$ ka datiert werden. Dies impliziert, dass die Rinne in der Wärmeperiode des Alleröd gebildet und in der darauffolgenden Jüngeren Dryas verfüllt wurde (SCHINDLER et al. 1972). Das östliche System wird wegen des ausgeglicheneren Gefälles als älter angesehen, es liegen jedoch keine Altersbestimmungen vor.



Fig. 41: Fossiler Blockgletscher. Plaun da Mattauns (Koord.2698.500/1171.300). Foto C. Gisler.

Bei geologischen Untersuchungen im Maderanertal im Zusammenhang mit der Projektierung des Kraftwerks Amsteg II in den 1950er-Jahren wurde eine ehemalige Abflussrinne entdeckt. Ein östlich von Legni bei Koord. 2699.080/1180.590 in südsüdöstlicher Richtung vorgetriebener Sondierstollen – auf der Karte mit einem Punktsymbol dargestellt – verlief zunächst in stark von Hakenwurf geprägtem Fels, erreichte nach 85 m Vortrieb aber eine mit angerundetem Schutt und Feinsand verfüllte Rinne (WINTERHALTER 1957). Diese setzte sich bis zur Einstellung des Vortriebs bei 95 m fort. Da abgesehen von diesem Sondierstollen keine weiteren Untersuchungen ausgeführt wurden, können zum genauen Verlauf und zum Alter der Rinne keine Angaben gemacht werden.

Eine weitere ehemalige Abflussrinne befindet sich südlich des Vorderrheins und kann, lokal begleitet von Schottervorkommen, morphologisch mehr oder weniger kontinuierlich zwischen Surrein und Mises las Cavorgias südlich von Mompé Tujetsch verfolgt werden. Zu Verlauf, Tiefe und Alter der Rinne ist nichts bekannt. Es dürfte sich dabei um einen früheren, leicht südlicheren Verlauf des Vorderreins handeln (S. 128, ECKARDT 1957).

Holozän

q_m Neoglaziale Moräne (Till)

Das Holozän begann vor rund 11,6 ka; es ist durch mehrere aufeinander folgende Kalt- und Warmphasen geprägt, in welchen die Gletscher vorstiessen und wieder zurückschmolzen. Das Neoglazial im Sinne von PORTER & DENTON (1967) stellt eine weltweite markante klimatische Abkühlung dar, welche im alpinen Raum auf 5,7–5,0 ka BP datiert wurde (BARONI & OROMBELLI 1996, MAGNY & HAAS 2004). Sie führte zu einem verstärkten Vorstoss der Gletscher. Bemerkenswert ist, dass während des gesamten Neoglazials die Umrisslinie, welche die Gletscher in der End- und Kulminationsphase (Hochstand) der «Kleinen Eiszeit» von 1850 erreicht hatten, nicht wesentlich überschritten worden sind.

Die in den hochalpinen Bereichen des Kartengebiets verbreitet auftretenden neoglazialen Moränen finden sich im Vorfeld heute noch existierender Gletscher. Meist sind sie kaum von Vegetation bewachsen und bestehen oft aus relativ grobem, nur wenig verfestigtem Schutt. Charakteristisch sind die markanten Wallformen, der Bewuchs mit Pioniervegetation, die wenig fortgeschrittene Bodenbildung sowie der spärliche Flechtenbewuchs auf dem Felsuntergrund.

Die neoglazialen Moränen bedecken die seit dem Ende der «Kleinen Eiszeit» um 1850 eisfrei gewordenen Flächen. Seither haben die grösseren Gletscher des Kartengebiets 15–30% ihrer Fläche verloren, kleinere noch wesentlich mehr, und viele sind gar völlig verschwunden; ein Trend, der sich in den letzten zwei Jahrzehnten noch verstärkt hat (MAISCH 1992, MAISCH et al. 2000). Der Gletscherstand auf dem vorliegenden Kartenblatt entspricht demjenigen von 2016 und wurde anhand von Orthofotos ausgeschieden.

Moränenwälle

Die neoglazialen Moränenwälle markieren in vielen Fällen die weiteste Ausdehnung der Gletscher in der End- und Kulminationsphase (Hochstand) der «Kleinen Eiszeit» von 1850. Aufgrund ihres geringen Alters weisen sie häufig eine morphologisch deutliche Wallform auf. Oft sind mehrere Stadien des Zurückweichens der Gletscherzungen zu beobachten. Markante Wälle hat zum Beispiel der Fellelifirn im Hinteretzli oder der Bächenfirn südöstlich des Tscharren hinterlassen. Im Brunnital zeigen die Endmoränen des Brunnifirns bei Pkt. 2075 m südlich der Alp Brunni sehr eindrücklich die maximale Ausdehnung während des Hochstands der «Kleinen Eiszeit».

Moränenbastionen

Moränenbastionen sind wallartig ins Haupttal vorgebaute, stark asymmetrische Schuttkörper, deren talseitig hohe und steil abfallende Böschungen häufig starker Erosion ausgesetzt sind. Sie bestehen aus ausgeschmolzenen Blockmassen

aus Ober- und Grundmoränenmaterial, die am Zungenende lokaler Kargletscher abgelagert wurden. Beispiele von neoglazialen Moränenbastionen befinden sich östlich des Riesenstocks, an der westlichen Talflanke des oberen Val Giuv, nordöstlich des Chli Oberälpler und unterhalb des Gemsplanggenstöckli.

Blockgletscher

Aktive Blockgletscher sind, im Gegensatz zu den oben beschriebenen fossilen, die auffälligsten geomorphologischen Erscheinungen in Permafrostgebieten. Sie haben meist eine stark schuttbedeckte Oberfläche und am unteren Ende eine steil abfallende Stirn. An dieser bricht jeweils der durch die Bewegung des Blockgletschers instabil gewordene Schutt weg und rollt an den Fuss der Böschung. Dadurch kommt frischer, nicht mit Flechten bewachsener Schutt zum Vorschein. Er ist heller als das oben aufliegende Geröll. Diese helle, steile Front ist eines der Merkmale zur Erkennung aktiver Blockgletscher. Ein weiteres Merkmal ist das Fehlen jeglicher Vegetation. Die Bewegung der Schuttmassen wird durch Eis in den Zwischenräumen der Blöcke ermöglicht. Der Schwerkraft folgend, beginnen die gefrorenen Schutthalde langsam talwärts zu kriechen. Die Fliessgeschwindigkeit beträgt einige Zentimeter bis wenige Dezimeter pro Jahr. Da diese zum Rand hin meist abnimmt, entstehen vor allem im Zungenbereich Fliessmuster mit typischen, wulstförmigen Strukturen. Das Vorhandensein von Blockgletschern weist auf die Existenz von Permafrost hin. Auf der vorliegenden Karte wurde zwischen rezenten Blockgletschern, die mehrheitlich aus Moränenmaterial aufgebaut sind, und solchen, die mehrheitlich aus Hangschutt bestehen, unterschieden. Ein eindrückliches System von Blockgletschern befindet sich im Gebiet Ribenen in der südwestlichen Kartengebietsecke und im oberen Brunnital im Kargebiet zwischen Fruttstock und Chli Oberälpler. Ausgeprägte Blockgletscher sind zudem im obersten Bereich des Val Val und des Val Strem, südwestlich des Riesenstocks sowie nördlich des Sunnig Wichel zu finden.

Glazifluviatile Sedimente

Erwähnenswerte Vorkommen fluviatil umgelagerter und ausgewaschener Moräne befinden sich südlich des Tscharren, im Gletschervorfeld des Brunnifirns im oberen Brunnital, im oberen Val Giuv sowie im Val Gronda da Cavrein in der nordöstlichen Kartengebietsecke.

Moränenmaterial auf Gletscher oder Toteis

Im Kartengebiet treten verbreitet schuttbedeckte Gletscher und Toteisflächen auf. In der Regel handelt es sich dabei um Steine und Blöcke, welche aus den sehr steilen Wänden auf das darunterliegende Eis stürzen, um anschliessend als

Ober- und Innenmoräne talwärts zu wandern. Schuttlieferanten stellen aber auch singuläre Ereignisse in Form lokaler Fels- und Bergstürze dar. Im Zungenbereich, wo das Eis nur noch geringmächtig ist, kann auch der Untergrund zum Schuttlieferant werden. Beispiele davon sind beim Fellelifirn, Gletscher da Strem und im Stirnbereich des Staldenfirns zu beobachten.

q, Schotter, Delta- und Seebodensedimente

Bei Intschi wurden bei der Projektierung und beim Bau der Gotthardautobahn (Autobahn A2) in den 1960er- und 1970er-Jahren Ablagerungen eines ehemaligen Sees entdeckt, der von einer Bergsturzmasse, die sich im Gebiet des Arnisees gelöst hatte, aufgestaut wurde (S.125, SCHINDLER et al. 1972). Die Ablagerungen bestehen an der Basis aus leicht tonigem oder feinsandigem Silt mit Warvenschichtung. Weiter kommen gut sortierter Sand und Silt mit deutlicher Schrägschichtung vor. Der See erstreckte sich über eine Länge von 2,4 km und war bis etwa 50 m tief.

Im Bereich des Vorderrheins treten lokal kleinere Schotterterrassen auf wie beispielsweise südöstlich von Sedrun, östlich der Plaun Sogn Leci und südlich von Mompé Tujetsch. Letztere dürften mit der ehemaligen Abflussrinne südlich des Vorderrheins assoziiert sein (S.117).

Zerrüttete Sackungsmassen

Ist die Deformation innerhalb einer Sackungsmasse so stark, dass sich der für Sackungsmassen charakteristische zusammenhängende, mehr oder weniger ursprüngliche Schichtverband auflöst, bezeichnet man sie als zerrüttete Sackungsmasse. Dabei handelt es sich um stark zerbrochenen Fels ohne jegliche Kohäsion, welcher eine Anhäufung von Blockschutt darstellt und unter Umständen mit einer Fels- beziehungsweise Bergsturzmasse oder grobblockigen Moräne verwechselt werden kann. Typische Beispiele von zerrütteten Sackungsmassen befinden sich im Gebiet Bodmi nördlich der Selegg, oberhalb des Rostwald, nördlich des Piz las Palas und an der nördlichen Talflanke des Val Bugnei.

Sackungsmassen

Von Sackungsmassen ist die Rede, wenn sich Gesteinsmassen 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.



Fig. 42: Druntobel, Blickrichtung Nordost. Der Hang links, weitgehend aus kakiritisiertem Gestein bestehend, ist Teil der Sackungsmasse am Cuolm da Vi. Foto C. Gisler.

Nordöstlich von Amsteg liegt ein kleiner Teil des grossen, aktiven Sackungsgebiets unterhalb der Chli Windgällen im Kartengebiet. Der überwiegende Teil befindet sich jedoch im Gebiet von Atlasblatt Schächental (BRÜCKNER & ZBINDEN 1987). Ein weiteres ausgedehntes Sackungsgebiet befindet sich im Gebiet Rostwald am westlichen Kartengebietsrand. Ausgedehnte Sackungsmassen befinden sich in den Südhängen des Maderanertals im Gebiet Selegg-Tscharren und Bänderstock-Fruttstock.

Der gesamte Nordhang des Vorderrheintals, der aus dem tektonisch stark beanspruchten Südrand des Aar-Massivs aufgebaut wird, ist geprägt durch gravitativ bedingte Massenbewegungen, was sich in der Bildung von Nackentälchen und Abrissrändern manifestiert. Erwähnenswert sind hierbei das Gebiet Val Magriel westlich von Acletta, die markante Kuppe des Bostg zwischen Sedrun und Segnas sowie das Gebiet Cuolm da Vi (Fig. 42) und die Alp Caschlè. Letztere beiden werden in der Folge kurz erläutert.

Am Cuolm da Vi nördlich von Sedrun befindet sich eine Sackungsmasse, die mit einem geschätzten Volumen von 150 Mio. m³ und Bewegungsbeträgen von bis



Fig. 43: Nackentälchen der Sackungsmasse am Cuolm da Vi (Koord. 2702.670/1173.000).
Foto C. Gisler.

zu 20 cm/a zu den eindrucklichsten und komplexesten Hanginstabilitäten im Alpenraum zählt (AMANN et al. 2006). Die Sackungsmasse befindet sich am Südrand des Aar-Massivs nördlich des Druntobels. Sie liegt am Rand einer mächtigen Kakiritzone, die den nördlichen Talhang des Druntobels aufbaut (Fig. 42, S. 95f. u. 161). Vom unteren Druntobel auf etwa 1600 m ü.M. erstreckt sie sich bis zum Gipfel des Piz Pardatschas auf 2650 m ü.M. und wird dabei von Scharen von Nackentälchen durchzogen (Fig. 43). Detaillierte Beschreibungen der Sackungsmasse geben BONNARD & ROJAS FUENTES (2002), AMANN (2005) und AMANN et al. (2006).

Westlich des Cuolm da Vi, von diesem Gebiet getrennt durch das Val Strem, liegt die Alp Caschlè. Dort befindet sich, wie bei Cuolm da Vi, eine ausgedehnte Sackungsmasse. Obwohl die geologischen und morphologischen Verhältnisse weitgehend mit denjenigen am Cuolm da Vi übereinstimmen, haben Messungen gezeigt, dass im Gebiet der Alp Caschlè rezent nur geringe jährliche Bewegungsbeiträge auftreten (AMANN 2005).

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.

Im Vorderrheintal finden sich einige kleine, als Rutschmassen kartierte Gebiete. Die Beurteilung als solche in den weitläufigen, von tiefgründigen Hakenwurf- und Sackungsphänomenen geprägten Hängen ist schwierig. Beispiele dafür sind die Rutschmasse Fops im Val Segnas und die verschiedenen kleineren Rutschmassen am südlichen Kartengebietsrand zwischen dem Val Giuv und Rueras.

Hervorzuheben ist die zeitweilig sehr aktive Rutschmasse von Tscheppa-Arschella-Garmischeras, die im Bereich der Bahnlinie der Matterhorn-Gotthard-Bahn und der Kantonsstrasse zwischen Sedrun und Disentis liegt. Die aus zwei Teilen bestehende Rutschmasse wurde bei geologisch-geotechnischen Untersuchungen für die Sanierung der Kantonsstrasse in den 1990er-Jahren eingehend untersucht (LARDELLI 1998). Ein grosser Teil der Masse liegt auf Kakirit im Grenzgebiet zwischen dem Aar-Massiv und der Tavetsch-Decke. Bei Sondierbohrungen konnten innerhalb des Kakirits heute inaktive Gleitflächen identifiziert werden, die auch entlang der Grenze Kakirit/quartäre Lockergesteinsbedeckung verlaufen. Die Rutschmasse kann nach LARDELLI (1998) teilweise als ein eigentliches «Rutsch-Mélange» aus quartären Lockergesteinen (v.a. Moräne und Hangschutt) und Kakirit bezeichnet werden. Die Bewegungsraten betragen vor der Sanierung der Kantonsstrasse bis zu 30 mm/a. Im Frühjahr 1983 wurden an der Rutschfront sogar Hangmuren und in Teilbereichen der Rutschmasse Bewegungsraten von über 250 mm/a festgestellt. Seit der Sanierung werden deutlich niedrigere Raten gemessen.

Abrisränder, Nackentälchen, offene Spalten, gravitativ reaktivierte tektonische Störungen

Ein Abrissrand weist auf differenzielle Bewegungen hin und kann am oberen Rand (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.

Ein Nackentälchen zeigt ebenfalls differenzielle Bewegungen an und tritt oft im Zusammenhang mit einem Abrissrand auf (Fig. 43). Ein Nackentälchen wurde dann ausgeschieden, wenn die charakteristische, mehr oder weniger hangparallel verlaufende Hohlform mit dem typischen Gegengefälle auftritt. Der dazugehörige

Abbrisrand konnte in den meisten Fällen im Kartenmassstab 1:25 000 nicht separat ausgediegt werden.

Abbrisränder, offene Spalten und Nackentälchen treten typischerweise in den grossräumigen Sackungsmassen nördlich des Vorderrheintals auf. Hier verläuft der tektonisch stark überprägte Grenzbereich zwischen dem Aar-Massiv im Norden und der Tavetsch-Decke im Süden parallel zur Talachse. Dieser Grenzbereich ist einerseits charakterisiert durch eine Vielzahl von tektonischen Störungen und andererseits durch das Auftreten von Kakiritzonen, die zusammen als präexistente, parallel zur Talachse orientierte Anisotropien beziehungsweise Schwächezonen die gravitativ bedingten Massenbewegungen begünstigen. Aus diesem Grund sind gewisse Nackentälchen als gravitativ reaktivierte tektonische Störungen zu deuten.

Gebiete mit Hakenwurf

Gebiete mit Hakenwurf treten im Kartengebiet verbreitet auf. Die Abgrenzung zu den Sackungsmassen ist oft nicht scharf, fließende Übergänge sind möglich. In Gebieten mit nur wenigen Aufschlüssen ist zudem die Abgrenzung zu stabilem Fels schwierig.

Ein ausgedehntes Gebiet mit Hakenwurf befindet sich im Maderanertal nördlich des Gipfels des Staldenhörel. In nordöstliche Richtung hin zum Bänderstock und Fruttstock sind fließende Übergänge in eine Sackungsmasse zu beobachten, was durch die terrassenartige Gliederung und die lokal schwach ausgeprägten Nackentälchen angedeutet wird. Kleinere, im Rahmen der Bauarbeiten für die Gotthardautobahn (Autobahn A2) oberhalb von Amsteg gut untersuchte Gebiete mit Hakenwurf befinden sich im Urner Reusstal bei Intschi (SCHINDLER et al. 1972). Im Gebiet Ried gegenüber Intschi beträgt der Tiefgang des Hakenwurfs bis 45 m. Generell wurde festgestellt, dass die Grenze zum festen Fels jeweils scharf ausgebildet ist (S. 174f.). Bei Intschi tritt zudem «fossiler Hakenwurf» auf, welcher oberflächlich von neu mobilisiertem, rezent von Hakenwurf geprägtem Fels überlagert wird (SCHINDLER et al. 1972). Beim Fels handelt es sich um Serizit- und Serizit-Chloritgneis und -schiefer des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes (G_{OS}).

Die Hänge im Tavetsch nördlich des Vorderrheintals sind durch ausgedehnte Gebiete mit Hakenwurf und grossräumige Sackungsmassen charakterisiert (NIEDERER 1932, NIGGLI 1944, HUBER 1948, ECKARDT 1957). Nach ECKARDT (1957) reicht der Hakenwurf stellenweise mehrere hundert Meter in die Tiefe. Wie erwähnt, ist die Abgrenzung von Sackungsmassen und Gebieten mit Hakenwurf nicht scharf, zudem können sich beide Phänomene auch überlagern. In der vorliegenden Karte wurde der gesamte Bereich des nördlichen Vorderrheintals als Sackungsmasse interpretiert.

Gebiete mit Solifluktion

Solifluktion entsteht beim Auftauen der obersten Bodenschicht und anschliessendem Abgleiten des wassergesättigten Bodens über den noch gefrorenen Unterboden. Dabei entstehen zungenartige Formen (Loben), die mehrere Dezimeter über die Umgebung herausragen können. Das Phänomen der Solifluktion ist ein Hinweis auf ein fortschreitendes Auftauen des Untergrunds. Grössere Gebiete mit Solifluktion befinden sich im oberen Val Val, im Gebiet Wichel, östlich Culmatsch und nordöstlich des Piz Run.

Fels- bzw. Bergsturzablagerungen

Unterhalb von Steilwänden sind öfters Sturzblöcke zu finden. Blockansammlungen, die auf grössere Fels- oder Bergstürze hinweisen, treten im Kartengebiet vereinzelt auf.

Bergsturzablagerungen weisen ein Sturzvolumen von über 1 Mio. Kubikmeter auf. Ein Areal mit Ablagerungen in dieser Grössenordnung ist im Kartengebiet nordöstlich von Intschi zu finden. Die Schuttmasse wurde erstmals von STAPFF (1885) als Bergsturzablagerung kartiert. SCHINDLER et al. (1972) deuteten die Schuttmasse als Moräne; HANTKE (1980, S. 343) als Lawinenmoräne. Aufgrund der Zusammensetzung der Schuttmasse aus ausschliesslich prävariszischem Gneis des Erstfeld-Gneiskomplexes sowie der Morphologie der Ablagerung ist jedoch von einem Bergsturzeignis auszugehen. Grosse Bergsturzböcke sind im Gebiet von Oberintschi-Elmen-Bodmen häufig und ermöglichen eine Abgrenzung auf beiden Seiten der Ablagerung. Das Ausbruchgebiet dieses Bergsturzes befindet sich oberhalb des Chrütannenwalds beim Chänzeli südöstlich des Arnisees. Der Bergsturz muss die Reuss bis auf eine Kote von etwa 642 mü.M. gestaut haben, denn zwischen Intschi und Meitschligen können Ablagerungen eines Sees nachgewiesen werden, die bis auf diese Kote reichen (SCHINDLER et al. 1972). Aus historischer Zeit sind weitere kleinere Felsabbrüche in diesem Gebiet bekannt (SCHNEIDER AG 1992a). Nackentälchen mit offenen Klüften beim Chänzeli lassen auf anhaltende Bewegungen am Abrissrand schliessen.

Weit häufiger als Bergstürze hinterlassen Felsstürze und Blockschlagereignisse ihre Spuren. Zumeist handelt es sich um Ablagerungen aus prähistorischer, eher selten um Ereignisse aus historischer Zeit. In abgelegenen Bergtälern werden sie auch heute kaum beachtet, sofern keine Personen zu Schaden kommen oder Siedlungen und Verkehrswege betroffen sind. Bei einem Felssturz am 18. Juli 1948 stürzten aus dem Tüfelal westlich von Amsteg (Koord. 2693.000/1181.750) mehrere bis über 100 m³ grosse Blöcke gegen die Reuss (WINTERHALTER 1951). Dabei gelangten einige Blöcke bis über die Reuss in den Bereich der heutigen Gotthardautobahn (Fig. 44). In jüngster Zeit haben zwei Felsstürze nahe Gurtellen dafür umso grössere Aufmerksamkeit erhalten, weil dabei Todesopfer zu beklagen waren und wichtige Verkehrsverbindungen unterbrochen wurden. Am 31. Mai 2006 lösten

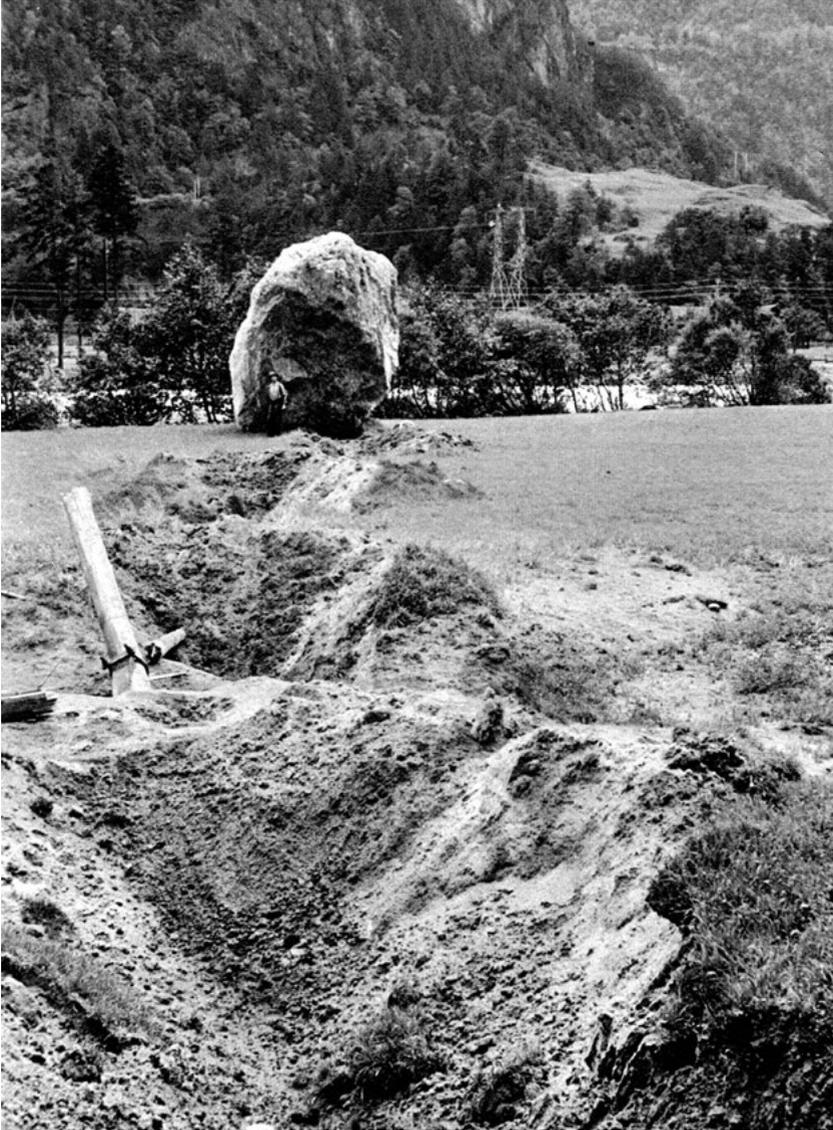


Fig. 44: Sturzblock des Felssturzes vom 18. Juli 1948 aus dem Tüfelal bei Amsteg (aus WINTERHALTER 1951).

sich aus der steilen Talflanke östlich von Gurtellen 5000 m³ Fels aus dem Zentralen Aare-Granit. Dabei stürzten einige grosse Blöcke auf die Gotthardautobahn und forderten zwei Todesopfer. Einige Blöcke erreichten fast die Reuss. Zwischen Juni und November 2012 ereignete sich praktisch gegenüber auf der anderen Talseite eine Serie von Felsstürzen oberhalb der Bahnlinie der SBB, die mehrfach die Gleise verschütteten. Auch bei diesen Ereignissen war ein Todesopfer zu beklagen. Das anstehende Gestein besteht an dieser Stelle aus prävariszischem Kristallin des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes.

Protalus Ramparts, Schneehaldenmoränen

Protalus Ramparts (Blockgirlanden) werden nach HAEBERLI (1985) als embryonale Blockgletscher interpretiert und sind somit ein Indikator für die Existenz von Permafrost. Schneehaldenmoränen hingegen entstehen durch sukzessive Anhäufung von Blöcken am Fuss einer Schneehalde oder durch Kriechbewegungen der Schneehalde selbst, was zur Stauchung des am Fuss abgelagerten Materials führt. Protalus Ramparts finden sich im oberen Val Val an beiden Talflanken nahe der Blockgletscherstirn, südlich des Chrüzlistocks sowie östlich des Piz Ault; Schneehaldenmoränen nordöstlich des Diederbergs, nordwestlich des Sunnig Wichel sowie westlich des Staldenhörel.

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

Hangschuttkegel, Hangschuttschleier und flächiger Hangschutt sind, bedingt durch das ausgeprägte Felsrelief, weit verbreitet. Die Bildung von Hangschutt kann primär aus der Verwitterung und dem gravitativen Transport von Fest- oder sekundär aus der Umlagerung von Lockergesteinen, wie beispielsweise Moräne, erfolgen. Hangschuttkegel und -schleier entstehen am Ausgang von nur selten Wasser führenden Felseinschnitten und Runsen beziehungsweise unterhalb steiler Felswände, -hänge und -riegel. 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 Kegelform oder glattere beziehungsweise rauere und unregelmässige Oberflächenstruktur.

Beim Hangschutt, der durch die Umlagerung von Lockergesteinen (Moräne) entstand, ist die morphologische Unterscheidung aufgrund der fliessenden Übergänge nicht immer eindeutig.

Gemischte Schuttkegel

Schuttkegel, die sowohl aus Hangschutt (Trockenschutt) als auch aus Bach-, Murgang- und Lawinenschutt bestehen, wurden als gemischte Schuttkegel dargestellt. Dieser Typ Schuttkegel ist im Gebiet von Blatt Amsteg sehr häufig. Je nach Lage können die am Aufbau des Kegels beteiligten Transport- und Ablagerungsprozesse stark variieren.

Schwemmfächer, Bachschuttkegel

Eine deutlich kegelförmig gewölbte Oberfläche ist charakteristisch für Schwemmfächer und Bachschuttkegel, welche generell am Ausgang von Tälern, Felseinschnitten und Runsen mit perennierenden Bachläufen geschüttet werden. Markante und vor allem sehr mächtige Bachschuttkegel befinden sich nördlich des Vorderrheins zwischen Rueras und Disentis (Fig. 45). Die ausgedehnten, flach abfallenden Kegel bilden die Unterlage für die grösseren Siedlungen, aber auch für Anbau- und Weideflächen. Im Kartengebiet liegen alle grösseren Siedlungen des Tavetsch – Rueras, Camischolas, Sedrun, Bugnei, Segnas und Acletta – auf Bachschuttkegeln, die aus nördlicher Richtung geschüttet wurden. Der grösste Teil des Schutts im Gebiet von Sedrun stammt allerdings nicht aus den grösseren Seitentälern des Vorderrheins, wie beispielsweise dem Val Strem, sondern aus den Erosionstrichtern L'Ondadusa nördlich von Rueras, dem Druntobel bei Sedrun und dem Val Bugnei bei Bugnei. In diesen Erosionstrichtern wird das tektonisch sehr stark beanspruchte Gestein (Kakirit) im Grenzbereich des Aar-Massivs und der Tavetsch-Decke durch gravitative und fluviatile Prozesse relativ leicht mobilisiert und transportiert. Die Schuttkegel reichten nach BRÜCKNER & NIGGLI (1954) einst bis auf die gegenüberliegende Talseite des Vorderrheins, wie dies Reste nordöstlich von Surrein andeuten (in der Karte als Schotter, Delta- und Seebodensedimente (q_s) dargestellt). Der Vorderrhein wurde dadurch zu einem südlicheren Verlauf via Surrein gezwungen (S. 117, ECKARDT 1957). Heute haben sich der Vorderrhein und seine Seitenbäche stark in diese Schuttkegel eingetieft und dabei markante Erosionsränder und Terrassenkanten geschaffen (Fig. 45).

SCAPOZZA (2012) deutet die Bachschuttkegel von Sedrun und Disentis dagegen als Kameterrassen. Als solche werden Schmelzwasserablagerungen bezeichnet, die am Rande von Gletschern geschüttet wurden. Nach diesem Autor entstanden die Terrassen von Sedrun, als der Vorderrheingletscher bei Sedrun stirnte und die Terrassen von Disentis, als der Gletscher aus dem Val Medel bis etwa Disentis reichte.



Fig. 45: Terrassenkante im Bachschuttkegel des Strem bei Camischolas, entstanden durch den sich in seinem eigenen Schutt eingetiefenden Bach. Foto C. Gislser.

q_t Murgangablagerung im Val Strem Murgangrinnen

Am 14. März 2016 ereignete sich in der Westflanke des Cuolm da Vi im Val Strem ein Felssturz mit einem Volumen von etwa 225 000 m³. Das Felsmaterial erreichte bei der Plaunca Fadal den Talboden des Val Strem und bewegte sich anschliessend auf dem schneebedeckten Untergrund noch etwa einen Kilometer weiter talabwärts (Fig. 46). Dabei wurden einige auf 1560 m ü. M. gelegene Fassungsanlagen der Wasserversorgung sowie die Fassung eines Kleinwasserkraftwerks der Gemeinde Sedrun/Tujetsch verschüttet. Bemerkenswert ist die im Verhältnis zum Sturzvolumen aussergewöhnlich grosse Reichweite der Sturzmasse. Möglicherweise wurde die unterlagernde Schneedecke durch die Energie des Sturzereignisses verflüssigt, wodurch die Sturzmasse weiter in Bewegung gehalten und als Schuttstrom beziehungsweise Murgang weiter talabwärts transportiert wurde. Die auf den Fotos erkennbaren seitlichen Wälle (Levees) sind charakteristisch für



Fig. 46: Murgangablagerung als Folge des Felssturzes im Val Strem vom 14. März 2016. Das Ausbruchgebiet befindet sich auf der in Blickrichtung rechten Talseite (A). Die Sturzmasse und die Murgangablagerung verschütteten Quellwasserfassungen der Wasserversorgung der Gemeinde Sedrun/Tujetsch und die Wasserfassung eines Kleinwasserkraftwerks.

Foto C. Gisler, 25. Mai 2016.

Murgangablagerungen und stützen diese Interpretation. Auf der Karte wurde die sich etwa 1km talabwärts erstreckende Murgangablagerung von der eigentlichen Felssturzmasse am Hangfuss abgetrennt und als separate Kartiereinheit ausgetrennt.

Murgangrinnen sind an ihren seitlichen Wällen (Levees) zu erkennen. Auf der Karte sind nur Rinnen mit noch gut erkennbaren, frischen Wällen dargestellt. Die Karte zeigt somit, wo sich in jüngerer Vergangenheit Murgänge ereignet haben. Das wohl aktivste Murganggebiet im Kartenperimeter ist das Druntobel, wo leicht erodierbares Gestein (Kakirit) und gravitative Massenbewegungen (Hanginstabilitäten) kontinuierlich für transportfähiges Material sorgen. Eine Häufung von Murgangrinnen ist auch im Gebiet Wichel westlich des Piz Giuv auszumachen.

q₆ 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 Amsteg wurden nur die Füllungen der grössten Bachgerinne gesondert ausgeschieden, insbesondere diejenigen, die in ihrem Unterlauf beim Austritt in das Vorderrheintal die grossen Schuttfächer aufbauen. Dies sind das Val Bugnei, das Val Segnas, der Taleinschnitt nördlich Segnas und das Val Clavaniev.

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 als Einschnitte sowohl im Festgestein als auch im Lockergestein (Moräne, Hangschutt) auf. Beispiele dazu finden sich entlang tief eingeschnittener Bäche der Seitentäler des Maderanertals und des Vorderrheintals.

Terrassenkanten stellen eine Teilgruppe der Erosionsränder dar. Sie sind an fluviatil abgelagerte Lockergesteine gebunden, die durch fluviatile Erosion zu Terrassen umgestaltet wurden. Beispiele dazu finden sich an den vom Vorderrhein eingeschnittenen Stirnbereichen der ausgedehnten Bachschuttkegel zwischen Rueras und Disentis (Fig. 45).

Torfmoore

Flachmoore von regionaler Bedeutung befinden sich östlich des Golzerensees, beim Brunniboden im Brunnital, im Hinteretzli, bei der Alp Strem, bei Verclisa im oberen Val d'Acletta und nordwestlich Mompé Tujetsch. Die Feuchtgebiete beim Arnisee und bei Caischavedra westlich von Acletta gehören zu den Hochmooren von nationaler Bedeutung.

Sümpfe

Die Sumpfflächen im Gebiet von Atlasblatt Amsteg sind meist von geringer Ausdehnung. Beispiele dazu befinden sich am Westufer des Golzerensees, südlich der Alp Strem und südwestlich des Lag Brit am östlichen Kartengebietsrand.

q_a Rezente Alluvionen

Bei den meisten rezenten Alluvionen im Kartengebiet handelt es sich um kleinräumige Ablagerungen in den beiden Haupttälern – Urner Reusstal und Vorderrheintal – sowie in deren Seitentälern. Einzig bei Amsteg am nördlichen Kartengebietsrand tritt ein ausgedehnteres Vorkommen auf, wo die Reussebene, die sich nach Norden bis zum Urnersee erstreckt, beginnt. In diesem Bereich wurden mehrere Bohrungen abgeteuft, die über den Aufbau dieser Talfüllung Aufschluss geben. Bei keiner wurde allerdings der Fels erreicht. Die tiefste Bohrung südwestlich von Dörfli reicht bis in 80 m Tiefe. Die Talfüllung besteht zuoberst aus schlecht sortiertem Reusssschotter mit Steinen und vereinzelt Blöcken. Unterhalb von 5–15 m folgt etwas weniger grobkörniger Reusssschotter, der vorwiegend Sand und Kies führt (ANGEHRN 1990).

Bei der Abwasserreinigungsanlage der Gemeinde Sedrun/Tujetsch etwas westlich der Einmündung des Strem in den Vorderrhein wurden bei einer Sondierbohrung 45 m mächtige alluviale Ablagerungen des Vorderrheins, bestehend aus Steinen, Kies und Sand, festgestellt; darunter folgte Grundmoräne. Der Fels wurde in 55 m Tiefe erreicht. Bei einer weiteren Bohrung etwas weiter nördlich (Koord. 2701.380/1170.320) wurden unter Bachschutt die gleichen alluvialen Ablagerungen gefunden; darunter folgten allerdings etwa 45 m mächtige glaziale See- und Deltaablagerungen, und erst 89 m unter dem heutigen Niveau des Vorderrheins wurde der Fels erreicht (SCHNEIDER AG 1993b).

Künstlich verändertes Gelände

Bei einer bedeutenden Umgestaltung des natürlichen 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. Beispiele dazu sind im Urner Reusstal das Kraftwerksareal in Amsteg und der Bahnhof von Gurtellen. Weitere ausgedehnte Areale finden sich bei der ehemaligen Baustelle des Zwischenangriffs Sedrun des Gotthard-Basistunnels. Einen anderen Typ von künstlich gestalteter Geländeform trifft man im Val Magriel an. Dort wurden für eine Skipiste in erster Linie Unebenheiten beseitigt, das heisst grosse Blöcke entfernt und Vertiefungen ausgefüllt. In Siedlungsgebieten sind künstlich gestaltete Geländeformen ebenfalls häufig, besonders bei Siedlungen in Hanglagen wie in Sedrun oder Acletta. Zumeist handelt es sich dabei um zahlreiche, kleinräumige Umformungen auf Einzelparzellen. Auf der Karte wurden nur die grösseren, zusammenhängenden Areale ausgeschieden, nämlich der Sportplatz von Sedrun und der grosse Parkplatz der Sportbahnen Disentis unterhalb von Acletta.

Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen

Künstliche Auffüllungen und Aufschüttungen sind vor allem im Urner Reusstal entlang der Hauptverkehrsachsen – Gotthardbahn und Gotthardautobahn – häufig zu finden. Es handelt sich dabei hauptsächlich um Steinschlag- und Lawenschutzdämme, Terrainnivellierungen sowie um Deponien von Ausbruchmaterial im Bereich von Tunnelbauten. Bei Amsteg führt die Gotthardautobahn auf einer Stecke von etwa 1,1 km über einen künstlich aufgeschütteten Damm. Eine terrassenartige Verflachung bei Rüti südlich von Intschi (Koord. 2692.250/1178.700) besteht ebenfalls aus künstlich aufgeschüttetem Material, das vom Ausbruch des Teiftaltunnels stammt.

Am Talausgang des Val Bugnei östlich von Sedrun und bei Plauns Sedrun wurde Tunnelausbruchmaterial aus dem Gotthard-Basistunnel deponiert. Ebenfalls mit Tunnelausbruchmaterial wurde das Gelände für das Bogn Lag da Claus bei Surrein aufgeschüttet.

Weitere künstliche Aufschüttungen stellen Steinschlagschutzdämme dar, wie beispielsweise in Bristen, Gurtellen und Hinter Ried sowie die Staudämme des Arnisees. Des Weiteren sind die Deponien zu erwähnen; die bedeutendsten Beispiele dazu sind die Inertstoffdeponie «Butzen» nordwestlich von Amsteg und die Deponie für sauberes Aushubmaterial im unteren Teil des Steinbruchs Gütli südwestlich von Gurtellen. Zusätzlich sind die wieder verfüllten ehemaligen Lockergesteinsentnahmestellen, wie beispielsweise in der Reusebene nördlich Amsteg und bei der Einmündung des Drun in den Vorderrhein südlich von Sedrun, zu nennen.

TEKTONIK

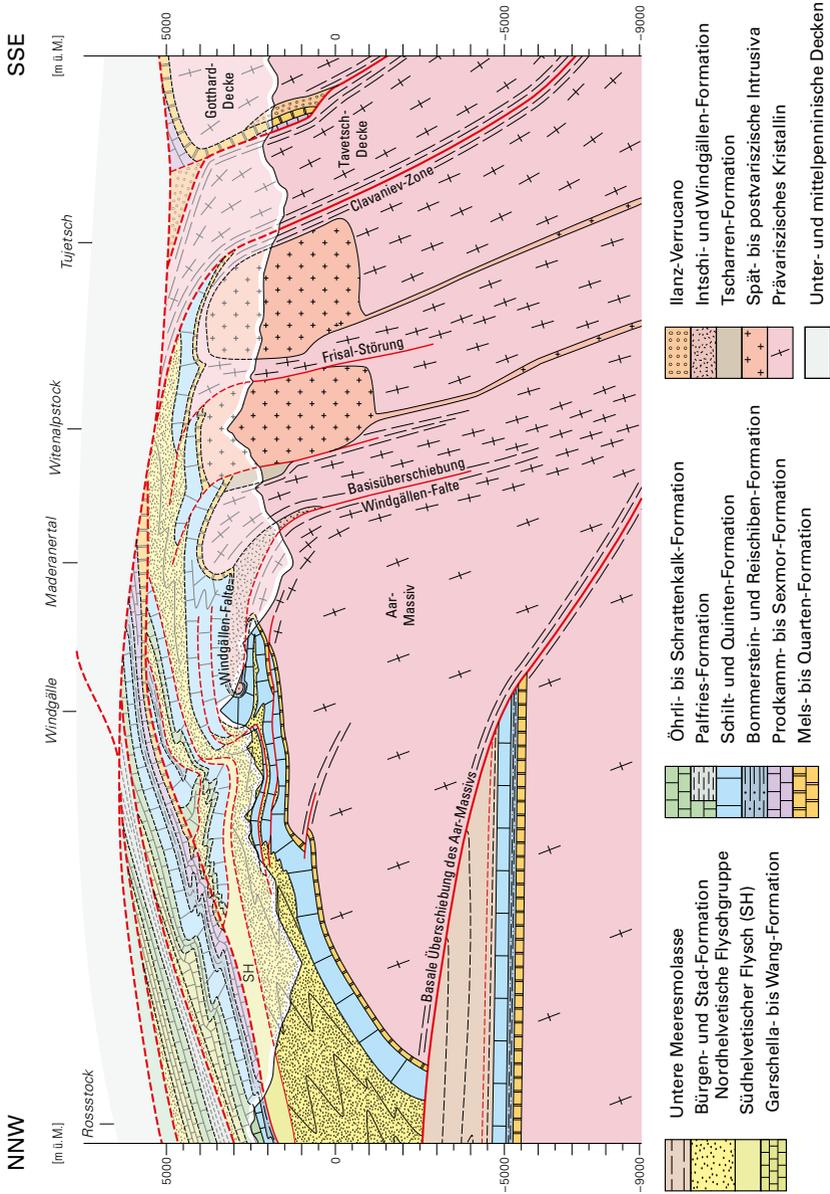
Tektonische Einheiten

Die im Kartengebiet auftretenden, grösstenteils aus prätriassischen Kristallgesteinen bestehenden tektonischen Einheiten, namentlich die Gotthard-Decke – deren autochthone Sedimentbedeckung (Karbon – Früher Jura) gerade noch die südöstliche Kartengebietsecke streift –, die Tavetsch-Decke und das Aar-Massiv, werden dem Helvetikum zugeordnet (PFIFFNER 2009). Die tektonische Stellung der Gotthard-Decke ist jedoch nicht unumstritten; so wird von einigen Autoren eine Zuordnung zum Subpenninikum angenommen (MILNES 1974, SCHMID et al. 2004). Für die in Vorbereitung stehende überarbeitete Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000 wurde das Helvetikum – in Analogie zum Penninikum und Ostalpin – neu in Unter- und Oberhelvetikum gegliedert. Mit dem Begriff Unterhelvetikum werden dabei die tektonischen Einheiten unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung zusammengefasst. Er ersetzt die in der Literatur geläufige Bezeichnung Infrahelvetikum. Als Oberhelvetikum werden die helvetischen Decken bezeichnet, die längs der basalen Überschiebung (Glarner Hauptüberschiebung) über viele Zehner von Kilometern nach Norden transportiert wurden. Die Clavaniev-Zone am Südrand des Aar-Massivs stellt eine bedeutende tektonische Nahtstelle dar. Diese Nahtstelle markiert den Übergang vom nur wenig dislozierten Aar-Massiv zu der von ihrer ehemaligen Unterlage komplett abgescherten und um mehrere Kilometer nach Norden überschobenen Tavetsch- und Gotthard-Decke und stellt die Grenze zwischen den unter- und oberhelvetischen Einheiten dar. Neuere Arbeiten zur Tektonik im Helvetikum, insbesondere der Zentral- und Ostschweiz, stammen unter anderen von SCHMID et al. (1996), PFIFFNER et al. (1997) und PFIFFNER (2011). Eine gute allgemeine Übersicht liefert PFIFFNER (2009), eine sehr anschauliche regionale Darstellung findet sich in SPILLMANN et al. (2011). Die im Kartengebiet vorkommenden tektonischen Einheiten sind im geologischen Profil in Figur 47 dargestellt und werden in der Folge von strukturell unten nach oben erläutert.

Aar-Massiv

Das Aar-Massiv stellt die tiefste tektonische Einheit im Kartengebiet dar und umfasst das prätriassische Kristallin (Grundgebirge) und die autochthone mesozoische bis paläogene Sedimentbedeckung (SPILLMANN 2011). Der Nordrand des Aar-Massivs ist verfaltet und teilweise verschuppt; die Antiklinale der Windgällen-

Fig. 47: Geologisches Übersichtsprofil durch das Kartengebiet und das nördlich anschliessende Gebiet von Atlasblatt Schächental (verändert nach PFIFFNER 2011).



Falte (Atlasblatt Schächental) bildet dazu die markanteste Struktur. Das Aar-Massiv selbst ist im Untergrund entlang einer basalen Überschiebung bis zu 10 km weit nach Norden abgeschert (Fig. 47, «Erstfelder Aufwölbung», HANTKE & BRÜCKNER 2011). Im Querschnitt des Urner Reusstals ist ein generelles Ostfallen des Aar-Massivs zu beobachten, so dass in östlicher Richtung die strukturell höheren Bereiche aufgeschlossen sind.

Form und Gliederung

Die prämesozoischen Gesteine des Aar-Massivs werden im Urner Querschnitt im Norden und im Süden von autochthonen mesozoischen bis paläogenen Sedimentgesteinen überlagert. Im Norden (Atlasblätter Schächental und Meiental) fallen diese autochthonen Sedimentgesteine grossräumig mässig steil nach Norden ein, im Südosten (Atlasblatt Trun) stehen die dem Aar-Massiv zugeordneten mesozoischen Sedimentgesteine der Clavaniev-Zone etwa senkrecht (Fig. 47). Der Kontakt zwischen dem Kristallin und den autochthonen Sedimentgesteinen bildet somit vereinfacht eine grossräumige Antiform, deren Achse gegen Ostnordost abtaucht (PIFFNER 2011, Taf. 6).

Die dominierenden Strukturen im Aar-Massiv streichen generell etwa parallel zum alpinen Streichen beziehungsweise zur Massivachse von Westsüdwesten nach Ostnordosten und fallen steil nach Südsüdosten ein. Es handelt sich dabei um vorwiegend alpin angelegte oder ältere, alpin überprägte beziehungsweise reaktivierte Strukturen wie Schieferung, Brüche, Scher-, Mylonit- und Kakiritzonen oder lithologische Kontakte und Bänderungen. Lokal sind präalpine Strukturen erhalten, die praktisch keine alpine Überprägung zeigen.

Entlang von Überschiebungen gelangten Vulkanite und die mit ihnen assoziierten Epiklastite wahrscheinlich bereits spätpaläozoisch tief ins Kristallin des Aar-Massivs. Im Falle der Intschi- und der Tscharren-Formation wurden die einst an der Oberfläche gebildeten Vulkanite und Vulkanoklastite auf dem Niveau des Gotthard-Basistunnels durchfahren und dürften sich noch bis in grössere Tiefen erstrecken. Die nördlichste dieser präalpinen Überschiebungsflächen – die «Intschi-Zone», – wurde alpintektonisch remobilisiert. So besteht der Kern der Windgällen-Falte neben dem spätpaläozoischen «Windgällenporphyr» auch aus mesozoische Sedimentgesteinen (Mittlerer–Später Jura). Diese Überschiebungen gliedern das Aar-Massiv in einzelne, von verschiedenen Autoren als Teilmassive bezeichnete Kristallinblöcke oder -zonen. So spricht TRÜMPY (1999) von einem «Erstfelder-(Teil-)Massiv», das sich im Norden vom zentralen Teil des Aar-Massivs unterscheiden lässt. Andere Autoren sprechen von einer «Erstfelder Aufwölbung» (BRÜCKNER 1943) oder «Erstfelder Kuppel» (LABHART et al. 2015a). Als gegen Süden trennendes Element fungiert die Basisüberschiebung der abgescherten Windgällen-Falte (Fig. 47), die gegen Westsüdwesten als «Färnigen-Zone» oder «-Mulde» über das Chli Griessenhorn bis zum Furtwangsattel (Atlasblatt Innertkirchen) streicht. Eine weitere tiefgreifende Störung, die Frisal-Störung, ist entlang

der Linie Val Frisal (Atlasblatt Tödi)–Val Cavardiras–Fuorela da Strem Sut–Chrüzlipass–Pörtlilücke zu verfolgen und trennt im Osten das Punteglias-Teilmassiv von der Hauptmasse des Aar-Massivs (PFIFFNER 2011).

Am Südrand des Aar-Massivs wird der Intrusivkörper des Bugnei-Granodiorits nordöstlich von Sedrun durch zwei schief zu einander verlaufende Störungszonen – Tektonite des Druntobels sowie der Clavaniev-Zone – von der Hauptmasse des Aar-Massivs getrennt. In östlicher Richtung keilt der Tektonit des Druntobels auf kurze Distanz aus, so dass im Gebiet von Disentis der Bugnei-Granodiorit eindeutig noch mit dem Aar-Massiv verbunden ist. Im Gegensatz dazu stellt die Clavaniev-Zone den tektonisch sehr stark überprägten Südrand des Aar-Massivs dar und markiert die Grenze zur darüberliegenden Tavetsch-Decke (Fig. 47).

«Färnigen-Zone»

Auf der Intschialp, knapp ausserhalb der westlichen Kartengebietsgrenze im Gebiet von Atlasblatt Meiental, sind in einem kleinen Aufschluss mittel- bis spätjurassische Sedimentgesteine aufgeschlossen (S. 30). Diese tief in das prävariszische Kristallin eingeschuppten Sedimentgesteine sind Zeugnis der starken Umgestaltung, die das Aar-Massiv im Zuge der alpinen Gebirgsbildung erfahren hat. In der Literatur werden sie zur «Färnigen-Zone» beziehungsweise «Färnigen-Mulde» (SPILLMANN 2011, LABHART et al. 2015a) gestellt, die gegen Westen über das Chli Griessenhorn und den Furtwangsattel bis ins Lötschental verfolgt werden kann. In der östlichen Fortsetzung der «Färnigen-Zone» treten im Gebiet von Atlasblatt Amsteg jedoch keine weiteren eingeschuppten mesozoischen Sedimentgesteine mehr auf. In ostnordöstlicher Richtung kann die «Färnigen-Zone» als kontinuierlich schwächer werdende Störungszone, die den Erstfeld- vom Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex trennt, bis ins Urner Reusstal verfolgt werden. Sie bildet zwischen Berg und Bodmen südlich des Arnisees ein morphologisch markantes Tälchen parallel zum Urner Reusstal, durch das der Leitschachbach fliesst. Unter allmählicher Abschwächung lässt sich diese Störungszone nach Amsteg verfolgen. Die Fortsetzung östlich der Reuss ist morphologisch wenig ausgeprägt. Sie kann aber bis Waldiberg lokalisiert werden. Diese Störungszone dürfte der in diesem Abschnitt in den beiden Hauptröhren des Gotthard-Basistunnels und im Zugangsstollen durchfahrenen «Störung A1» entsprechen (K+P 2010). Sie war in den Hauptröhren bis 1,5 m mächtig und mylonitisch. Im Zugangsstollen des Zwischenangriffs Amsteg wurden innerhalb von etwa 100 m zwei Störungen mit 5–7 m mächtigem Chloritschiefer durchfahren, die als zwei separate Äste der «Störung A1» angesehen wurden (K+P 2010). Diese Beobachtungen lassen sich so interpretieren, dass die generell von Westsüdwest–Ostnordost streichende «Färnigen-Zone» im Gebiet östlich von Amsteg allmählich ausklingt und durch die nachfolgend beschriebene, sich am Siglisfadgrätli von der «Färnigen-Zone» lösende West–Ost streichende basale Überschiebung der Windgällen-Falt abgelöst wird.

Basisüberschiebung der abgescherten Windgällen-Falte

Die Basisüberschiebung der abgescherten Windgällen-Falte (auch als «Windgällen-Synklinale» oder stark zerscherte Synklinale der Windgällen-Falte bezeichnet) stellt eine breite Zone aus alpin sehr stark überprägtem und zerschertem Gestein dar, die vom Gebiet südlich der Intschialp bis gegen den Hüfifirn im oberen Maderanertal verfolgt werden kann und in der Literatur als «Intschi-Zone» bezeichnet wird. Wie im vorherigen Kapitel erwähnt, löst sie sich am Siglisfadgrätli im westlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Meiental von der «Färnigen-Zone» und trennt den alpin kaum überprägten nördlichen vom alpin mässig stark überprägten zentralen Teil des Aar-Massivs. Der Kern dieser Zone wird von der vulkanoklastischen Gesteinsabfolge der Intschi-Formation gebildet, die beidseits von retrograd überprägtem, stark zerschertem prävariszischem Biotit-Chlorit-Serizitgneis und -schiefer des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes begleitet wird, der zum Rand hin in allmählich weniger stark überprägten Gneis und Migmatit übergeht. Im Gebiet Rimenen im oberen Maderanertal (Atlasblatt Schächental) setzt ein geringmächtiger, gegen Nordosten rasch mächtiger werdender Zug jurassischer Sedimentgesteine ein, der sich bis in die Windgällen-Falte verfolgen lässt.

Im Gegensatz zu der in der Literatur verschiedentlich ausführlich behandelten Antiklinalstruktur der Windgällen-Falte (z.B. ALB. HEIM 1878, 1891, BAKER 1964, FUNK et al. 1983) hat die zugehörige, stark zerscherte Synklinalkonstruktion, die im Aar-Massiv als Basisüberschiebung der abgescherten Windgällen-Falte (Thrust-and-Fold Deformation) zu interpretieren ist, deutlich weniger Beachtung gefunden. Vor allem die Tatsache, dass die Zone tektonisch sehr stark überprägter Gesteine bei Intschi, in der Nordflanke des Bristen, beim Dorf Bristen oder im Maderanertal mit der Windgällen-Falte in Verbindung zu bringen ist, wurde erst viel später erkannt (FUNK et al. 1983, SCHENKER 1986).

Die Basisüberschiebung der Windgällen-Falte stellt eine tiefgreifende Überschiebung innerhalb des Aar-Massivs dar, entlang welcher bereits präalpin Vulkanite und vulkanoklastische Gesteine eingeschuppt wurden (SCHENKER 1986). Bei der alpinen Remobilisierung wurden zusätzlich mesozoische Sedimentgesteine miteinbezogen, die heute im Gebiet der Windgällen und der Intschialp sowie am Chalchberg und am Chli Griessenhorn vorkommen. Während im Gebiet von Atlasblatt Schächental vor allem die Antiklinale der Windgällen-Falte aufgeschlossen ist, durchzieht die Basisüberschiebung der Windgällen-Falte, die als tektonisch stark überprägte Synklinalkonstruktion gedeutet werden kann, das nördliche Kartengebiet (Fig. 48). Im Gegensatz zu der sich am Siglisfadgrätli ablösenden, gegen Osten mehr und mehr abschwächenden «Färnigen-Zone», nimmt die Mächtigkeit der im Kern der Basisüberschiebung der Windgällen-Falte liegenden, tektonisch stark überprägten Gesteine von einigen Zehnern von Metern südlich der Intschialp auf etwa zwei Kilometer im Etzli zu. Gegen das obere Maderanertal ist anschliessend eine Mächtigkeitsabnahme zu beobachten.

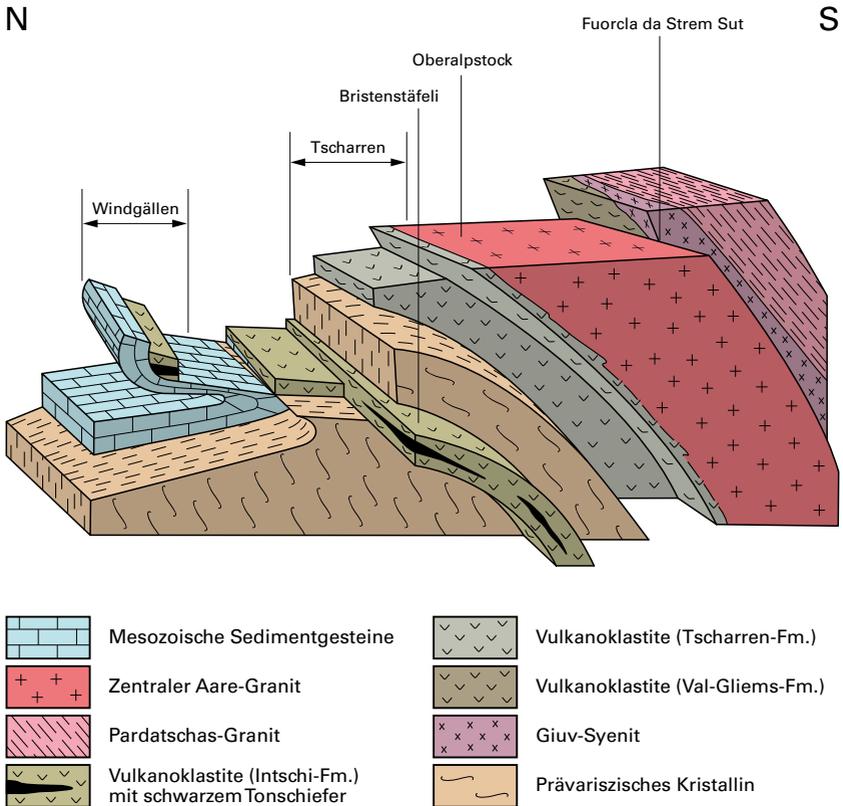


Fig. 48: Blockdiagramm durch das Gebiet zwischen den Windgällen und der Fuorcla da Strem Sut. Die Anlage der Windgällen-Falte (links, Gebiet von Atlasblatt Schächental) ergibt sich aus der alpinen Remobilisierung einer bereits präalpin angelegten Überschiebung (nach SCHENKER 1987).

Der kompetente Pyroklastit der Intschi-Formation ist ausser in einer schmalen Zone intensivster Zerschering am nördlichen Kontakt zum Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplex oft nur schwach verschiefert. Eine starke Verschieferung zeigen dagegen die epiklastischen Gesteine der Intschi-Formation sowie das im Vergleich zum Pyroklastit eher weniger kompetente prävariszische Kristallin.

Entlang des Streichens der Basisüberschiebung der Windgällen-Falte kann von Westen nach Osten folgende Entwicklung beobachtet werden: Bei Ronen (Koord. 2690.300/1179.100) am westlichen Kartengebietsrand bildet die Basisüberschiebung der Windgällen-Falte zunächst eine wenig markante Verflachung im leicht gegen Norden abfallenden Hang, die durch stark verschieferten Metapyroklastit der Intschi-Formation bewirkt wird. Gegen das Urner Reusstal markiert das Schwandental, das im obersten Abschnitt als Holzweg bezeichnet wird, den Bereich der am stärksten verschieferten Gesteine. Relativ gut aufgeschlossene Profile durch diesen Bereich sind entlang der Strasse von Ober Gurtellen nach Heissigegg sowie am etwas weiter oben am Hang verlaufenden Wanderweg Schipfenberg-Intschialp zu finden. Von Norden her kommend ist an der Strasse zu beobachten, wie das prävariszische Kristallin des Ofenhorn-Stampforn-Gneiskomplexes nach der Überquerung des Intschialpbachs oberhalb vom Graggerberg gegen Süden zunehmend stärker alpin überprägt ist. Wenig nördlich des Holzwegs steht ein bräunlicher Biotit-Chlorit-Serizitschiefer an, der als tektonisch stark überprägtes prävariszisches Kristallin interpretiert wird. Im Holzweg folgt kurz darauf grünlicher, zu Serizitphyllit zerscherter Metapyroklastit der Intschi-Formation. Vom Holzweg gegen Süden nimmt die alpine tektonische Überprägung rasch ab; etwa 50 m südlich des Holzwegs steht nur schwach alpin überprägter Pyroklastit an.

Im Urner Reusstal haben SCHINDLER et al. (1972) im prävariszischen Kristallin des Ofenhorn-Stampforn-Gneiskomplexes im Gebiet der Tunnel «Platti» und «Intschi I» der Gotthardautobahn (Autobahn A2, Koord. 2693.750/1180.270 bzw. 2693.350/1180.100) eine alte, steil nach Südosten einfallende Schieferung und eine lokale engständige Verfältelung beschrieben, die von einer steil nach Süden fallenden Schieferung zerschnitten und überprägt wird. Bei der alten Schieferung beziehungsweise Verfältelung dürfte es sich um eine präalpine Struktur handeln. Die jüngere Schieferung ist alpin entstanden und läuft parallel zur Basisüberschiebung der Windgällen-Falte. Das Gebiet der beiden Tunnel bildet den Übergangsbereich zwischen dem alpin kaum überprägten prävariszischen Kristallin im Norden und dem zunehmend stärker verschieferten im Süden.

Im Bristlauital westlich von Intschi ist eine Verschuppung der Intschi-Formation mit dem prävariszischen Ofenhorn-Stampforn-Gneiskomplex zu beobachten. Diese Verschuppung ist im neuen Druckstollen des Kraftwerks Amsteg deutlich erkennbar (SCHNEIDER AG 1997b). Sie ist an der Oberfläche im steilen, von dichter Vegetation bedeckten Gelände schwierig zu lokalisieren. Die Verschuppung bewirkt, dass vom Hauptast der Basisüberschiebung der Windgällen-Falte ein breiter Streifen aus tektonisch stark überprägten Gesteinen gegen Nordosten abzweigt und bis etwa zum Chärstelenbach südlich des Dorfs Bristen verfolgt werden kann. Weiter gegen Nordosten wird dieser Bereich stark überprägter Gesteine auf kurze Distanz geringmächtiger und scheint schliesslich in einigen Scherzonen auszulaufen, die die markanten Rinnen der Luchs- und Eistenhären bilden. Der Übergang vom alpin kaum beeinflussten, nur von vereinzelten diskreten Scher-

flächen durchzogenen Biotitgneis (\mathbf{GM}_{0s}) des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes bei Frentschenberg im Norden zum stark überprägten und zerscherten Chlorit-Serizitgneis und -schiefer (\mathbf{G}_{0s}) bei St. Anton und bei Obsäumli im Süden vollzieht sich allmählich innerhalb von einigen hundert Metern und konnte im Kabelstollen des Gotthard-Basistunnels und im Unterwasserstollen des Kraftwerks Amsteg gut verfolgt werden (K+P 2010).

Der Hauptast der Intschi-Formation und damit auch die Basisüberschiebung der Windgällen-Falte verläuft vom Bristlauital über des Bristenstäfeli ins untere Etzli. Östlich von Herrenlimi bis unterhalb des Felsbands nordwestlich von Frutt am nördlichen Kartengebietsrand (Koord. 2702.660/1181.980) ist die Basisüberschiebung von quartären Lockergesteinen bedeckt. Deren nordwestliche Fortsetzung und die im Norden folgende Windgällen-Falte sind im Gebiet von Atlasblatt Schächental aufgeschlossen.

Im Gotthard-Basistunnel findet ein abrupter Wechsel vom alpin nicht überprägten Bristen-Granit, der als Teil der nördlichen sauren Randfazies des Zentralen Aare-Granits interpretiert wird, zu sehr stark zerschertem Gneis und Schiefer des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes statt (K+P 2010). Die «Intschi-Zone», in diesem Abschnitt vorwiegend aus Pyroklastit bestehend, ist im nördlichsten Teil sehr stark zerschert. Im Tunnel wurden zwei markante Störungen durchfahren, im Bereich derer tektonisch stark überprägte Gesteine auf einer Länge von über 2 km angetroffen wurden.

Die generell steil nach Südsüdost einfallende Schieferung repräsentiert die Achsenebenenschieferung der Windgällen-Falte. Diese Strukturen werden von mittelsteil 30–35° nach Süden einfallenden, wellig verbogenen Scherflächen durchzogen (SCHINDLER et al. 1972). Der Südflügel wurde jeweils nach Norden geschoben. In den stark zerscherten Bereichen der Basisüberschiebung der Windgällen-Falte biegen die flachen Scherflächen in die steilere, gleich streichende Achsenebenenschieferung ein. Die Verschiebungsbeträge an den einzelnen Scherflächen sind jeweils gering. In der Summe ergibt sich aber über die Breite, auf der sie auftreten, ein bedeutender Betrag, um den der zentrale Teil des Aar-Massivs relativ zu dessen nördlichem Teil aufgeschoben wurde. Nach STAUB (1911), ALB. HEIM (1921) und BAKER (1964) beträgt die Überfaltungsbreite der Windgällen-Falte im Gebiet der Grossen und Chli Windgällen etwa 2–3 km.

Nach SCHENKER (1987) und TRÜMPY (1999) war im Bereich der alpinen Basisüberschiebung der Windgällen-Falte eine bereits spätvariszisch aktiv Überschiebung vorhanden, entlang derer die Vulkanite und vulkanoklastischen Gesteine der Intschi-Formation schiefgestellt und tief ins prävariszische Kristallin eingeschuppt wurden. Die heute im Kartengebiet vorliegenden Strukturen dürften jedoch überwiegend alpin entstanden sein.

Frisal-Störung

Die Frisal-Störung ist nach dem gleichnamigen Tal im östlichen Aar-Massiv benannt. Im oberen Val Gliems (Atlasblatt Tödi) wird die Frisal-Störung durch die Überschiebung des Punteglias-Granits auf eine normal liegende Abfolge aus Sedimentgesteinen der Trias und des Mittleren Juras markiert, entlang welcher das südlich anschliessende Punteglias-Teilmassiv nach Norden überschoben wurde (PFIFFNER 1977). Die Sedimentgesteine stellen einen ins prävariszische Kristallin eingeschuppten Span der autochthonen Sedimentbedeckung des zentralen Aar-Massivs dar. Die Überschiebung ist gegen Südwesten im Gebiet von Atlasblatt Trun als morphologisch ausgeprägte Rinne quer über das Val Russein bis ins untere Val Cavardiras deutlich verfolgbar. Dabei wird aus der im oberen Val Gliems mässig steil gegen Süden einfallenden Überschiebung eine etwa senkrecht stehende Bruchzone. Am Ostrand des Gebiets von Atlasblatt Amsteg ist diese Bruchzone morphologisch nicht mehr so deutlich ausgebildet. Aufgrund ihres Streichens im Val Russein ist es jedoch wahrscheinlich, dass sie sich via Fuorcla da Cavardiras – Fuorcla da Strem Sut – Chrüzlipass ins Hinteretzli fortsetzt (Fig. 47). Sie dürfte dort der im Gotthard-Basistunnel als «Störung A13» bezeichneten Bruchzone entsprechen (K+P 2010). Diese besteht aus einem 9–10 m mächtigen, stark zerscher-ten und mürben kataklastisch-kakiritischen Migmatit.

Die Frisal-Störung war bereits frühvariszisch aktiv. Als der Tödi-Granit die an der Erdoberfläche abgelagerten vulkanoklastischen Gesteine der Val-Gliems-Formation intrudierte, waren diese bereits tief ins prävariszische Kristallin eingefaltet und versenkt worden (FRANKS 1968b). Die alpine Reaktivierung der Frisal-Störung wird durch das Vorhandensein von eingeschuppten mesozoischen Sedimentgesteinen im Val Gliems belegt.

Tektonite nördlich von Sedrun

Der Bugnei-Granodiorit wurde von SCHNEIDER AG (1999) als ein abgescherter Span des Aar-Massivs betrachtet. Tatsächlich wird dieser im Raum Sedrun im Norden durch eine Bruchzone aus tektonisiertem Gestein vom übrigen Aar-Massiv abgetrennt. Weiter östlich im Gebiet von Disentis ist diese Trennung allerdings nicht mehr vorhanden.

Die Bruchzone zweigt im unteren Val Strem von der den Südrand des Aar-Massivs markierenden Clavianev-Zone ab und zieht ins Val Bugnei und von dort weiter ins Val Segnas, wobei ihr genauer Verlauf unsicher ist. Gegen Osten ist die Bruchzone bis ins Gebiet von Plaun Menisch nördlich von Segnas verfolgbar. Sie tritt dort morphologisch allerdings wenig markant in Erscheinung und scheint bis nördlich von Clavianev am östlichen Kartengebietsrand ganz auszuklingen. Aufgrund von vereinzelt auftretenden Gesteinen, die gewisse Ähnlichkeiten zu permokarbonischen Metasedimentgesteinen aufweisen (S. 96f.), könnte es sich dabei um eine mit der Basisüberschiebung der Windgällen-Falte oder der Frisal-Störung

vergleichbare Struktur innerhalb des Aar-Massivs handeln. Das Auftreten von möglichen permokarbonischen Metasedimentgesteinen könnte als eine Einschuppung der autochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs interpretiert werden.

Im Druntobel nördlich von Sedrun verläuft eine weitere Bruchzone, die aus einem mächtigen Kakiritzug aufgebaut wird (S. 95f.). Sie ist morphologisch markanter ausgebildet und mächtiger als die oben erwähnte Bruchzone im Val Bugnei. Sie verläuft schief zum alpinen Streichen des Aar-Massivs in nordöstlicher Richtung und scheint sich auf kurze Distanz rasch abzuschwächen.

Nach WYSS (1985), WYDER & MULLIS (1998a, b) und MANSER (2009) war der Schersinn in der Kakiritzone des Druntobels und der Clavaniev-Zone dextral. Das sehr ungewöhnliche flache Nordwestfallen der Schieferung im Druntobel wird als Rotation in Folge dieser dextralen Scherung interpretiert (WYSS 1985). Die Tektonizüge im Val Bugnei und im Druntobel wurden auf der Geologischen Spezialkarte Nr. 129 (BERGER et al. 2017a, b) der Clavaniev-Zone zugeordnet. In der vorliegenden Karte wurde die Bezeichnung Clavaniev-Zone jedoch nur für die tektonisch stark überprägten Bereiche am Südrand des Aar-Massivs – im Grenzbe- reich zur Tavetsch-Decke – verwendet.

Clavaniev-Zone

Der auf dem Kartenblatt dargestellte Verlauf der Clavaniev-Zone westlich des Val Strem entspricht weitgehend der von NIGGLI (1944) ausgeschiedenen «Grenz- zone zwischen Aar-Massiv und dem Tavetscher Zwischenmassiv» (Fig. 47). Die Clavaniev-Zone ist in diesem Gebiet meist weniger als 100 m breit. Im Val Strem schwillt sie unvermittelt auf eine Breite von über 350 m an. Im Gotthard-Basistunnel wurde hier ein vollständiges Querprofil durch die Clavaniev-Zone durchfahren. Interessant sind die auf Seite 99 erwähnten Strukturen, die im Gotthard-Basistunnel beobachtet wurden (Fig. 49). Die trotz der Kakiritisierung meist noch erkennbare alpine Schieferung fällt im Mittel steil nach Osten ein und zeigt einen grossen Streubereich (IG GBS 2012). Diese deutlich vom allgemeinen Verlauf der Clavaniev-Zone abweichenden Strukturen dürften mit dem bei Sedrun auftretenden leichten Umbiegen derselben nach Südosten zusammenhängen. Der Schersinn der Clavaniev-Zone ist dextral, K-Ar-Altersbestimmung an Tonmineralen der Kakiritzonen (Clay Fault Gouge) datieren deren tektonische Aktivität im Zeitraum zwischen $13,6 \pm 0,3$ Ma und $8,3 \pm 1,1$ Ma (PLEUGER et al. 2012).

Die Clavaniev-Zone und somit die Grenze zwischen dem Aar-Massiv und der Tavetsch-Decke streicht südlich des Bugnei-Granodiorits gegen Osten. Sie besteht gemäss Erkenntnissen aus Sondierbohrungen im Gebiet Arschella-Garmischeras aus Kakirit (LARDELLI 1998). Bei diesen Bohrungen wurden ebenfalls Dolomitfragmente erbohrt, die möglicherweise Reste der autochthonen mesozoi- schen Sedimentgesteine darstellen. Die Bedeckung mit Lockergestein verhindert jedoch eine genauere Beurteilung.

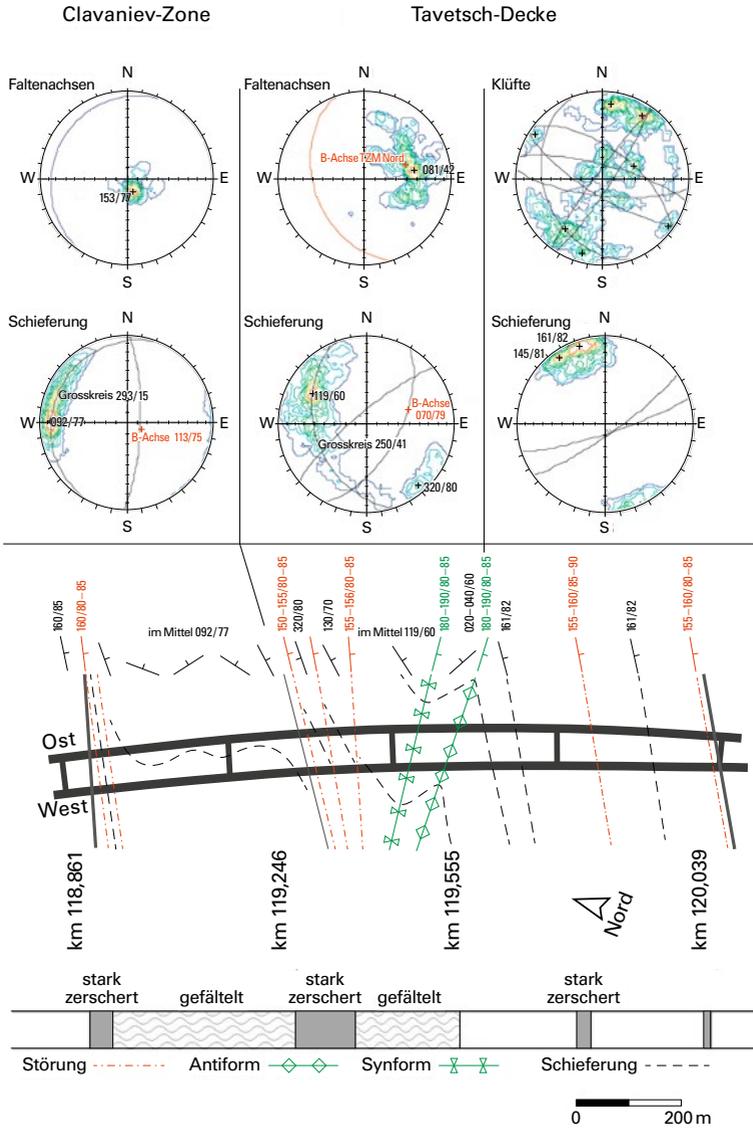


Fig. 49: Strukturen in der Clavianev-Zone und der nördlichen Tavetsch-Decke im Gotthard-Basistunnel (aus IG GBS 2012, Abb.3).

Tavetsch-Decke

Die Tavetsch-Decke wurde bis in jüngster Zeit als «Tavetscher Zwischenmassiv» bezeichnet. Untersuchungen zur Tiefenstruktur und Überlegungen zur tektonischen Entwicklung der Alpen haben jedoch gezeigt, dass das «Tavetscher Zwischenmassiv» bei der alpinen Orogenese von seiner Unterlage abgeschert und um mehrere Kilometer nach Norden transportiert worden sein muss und daher als Tavetsch-Decke bezeichnet werden sollte (Fig. 47, TRÜMPY 1999, BERGER et al. 2017a, b).

Im Querschnitt des Gotthard-Basistunnels konnte die Tavetsch-Decke in einen tektonisch stark überprägten nördlichen und einen deutlich weniger überprägten südlichen Teil gegliedert werden (IG GBS 2012, 2015; in GUNTLI et al. 2016 als «TZM Nord» und «TZM Süd» bezeichnet). Der Übergang vom nördlichen zum südlichen Teil liegt etwa unter dem Verlauf des Vorderrheins. Er zeichnet sich mit dem raschen Anstieg des Geländes südlich des Vorderrheins auch morphologisch deutlich ab. Die Gesteine der nördlichen Tavetsch-Decke sind im Grenzbereich zur Clavaniev-Zone zu einem überwiegenden Teil kakiritisiert. Zusammen mit dem Kakirit der Clavaniev-Zone bilden sie im Gebiet Sedrun eine etwa einen Kilometer breite Zone aus inkompetenten, verwitterungsanfälligen Gesteinen.

Inwieweit sich die im Gotthard-Basistunnel beobachtete Gliederung der Tavetsch-Decke gegen Osten weiter fortsetzt, ist wegen ungünstiger Aufschlussverhältnisse schwierig zu bewerten. Nach LARDELLI (1998, S. 138f.) besteht der Felsuntergrund östlich von Bugnei vom Vorderrhein nordwärts bis etwa 150 m nördlich des Trassees der Matterhorn-Gotthard-Bahn aus Kakirit und enthält vereinzelt nicht sicher bestimmbare Relikte von mesozoischen Gesteinen. Dieser Bereich wird auf dem vorliegenden Kartenblatt der Clavaniev-Zone zugeordnet.

Im Querschnitt der Tavetsch-Decke von Prau Sura – Mompé Tujetsch – Stagias in der südöstlichen Kartengebietsecke sind allerdings bei vergleichsweise guten Aufschlussverhältnissen keine Zonen mit bedeutenden Kakiritvorkommen festzustellen; auch lassen sich keine geländemorphologischen Hinweise finden.

Das in der südlichen Tavetsch-Decke oft noch vorhandene präalpine Gefüge wird von der spitzwinklig dazu verlaufenden alpinen Schieferung selektiv überprägt und jeweils diskordant abgeschnitten. Dies führt zu einer zum Teil zopfartigen Internstruktur in der südlichen Tavetsch-Decke (GUNTLI & BERCHTOLD 1999).

Gotthard-Decke

Die Gotthard-Decke stellt die höchste tektonische Einheit im Kartengebiet dar (Fig. 47). Zu ihr wird die in der südöstlichen Kartengebietsecke vorkommende Urseren-Garvera-Zone gezählt, deren permokarbonische bis jurassische Sedimentabfolge als autochthone Sedimentgesteine der Gotthard-Decke interpretiert wird (NIGGLI et al. 2008, PFIFFNER 2011, BAUMER et al. 2013, VÖGELI et al. 2013). Gegen

Norden wird die Urseren-Garvera-Zone durch eine tektonisch stark überprägte Schuppenzone von der nördlich anschliessenden Tavetsch-Decke getrennt. Die parallel zur Schichtung verlaufende Hauptschieferung fällt meist steil nach Süd-südosten ein.

Brüche, Scherzonen

Im Gelände sind die Ausbisslinien von Brüchen und Scherzonen oft morphologisch als Rinnen, Couloirs oder Gratscharten erkennbar und häufig nicht zugänglich oder mit Schutt gefüllt. Sie lassen sich stellenweise nur wenige hundert Meter, andernorts aber über viele Kilometer verfolgen. Neben der Kartierung im Gelände können die Ausbisslinien mit Hilfe von Orthofotos oder im digitalen Geländemodell swissALTI^{3D} erkannt werden.

Der Deformationsstil und das Gesteinsgefüge solcher Brüche und Scherzonen wurden von FREI (1999) und FREI & LÖW (2001) im Gebiet nördlich von Sedrun sowie von BOTH (1999) im Hinteretzli untersucht. Meist handelt es sich um mehrere Meter breite, kohäsive Scherzonen aus duktil zerschertem, mylonitischem Gesteinsmaterial. Diese werden von kohäsionsarmen Scherflächen mit Rutschharnischen sowie kohäsionslosen millimeter- bis zentimeterbreiten Bändern aus Gesteinsmehl durchzogen. Im Gotthard-Basistunnel wurden vergleichbare Verhältnisse angetroffen. Die Merkmale deuten auf zunächst duktil angelegte und später spröde überprägte Scherzonen hin (FREI & LÖW 2001). Innerhalb des Strem- und des Pardatschas-Granits waren praktisch alle festgestellten Scherzonen an basische Gänge gekoppelt (K+P 2010).

Im Maderanertal wurden von SCHNEIDER AG (1991) zwei Scherzonen beschrieben, die etwas nordwestlich der Talstation der Golzerenseilbahn liegen. Beide bilden markant in den Biotitgneis und den Schollenamphibolit des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes eingeschnittene Rinnen. Die westliche dieser Rinnen (bei Koord. 2697.000/1180.630) wird von einer 5–10 m breiten Scherzone aus schiefrigem Chlorit-Serizitgneis gebildet (Fig. 50). Die etwas weiter östlich bei Koord. 2697.260/1180.630 gelegene Rinne besteht aus einer nur millimeterbreiten, vernetzten Scherzone im migmatitischen Schollenamphibolit führenden Biotitgneis. Der Unterschied in der Ausbildung dürfte auf das unterschiedliche Verhalten der Gesteine bei der Scherbeanspruchung zurückzuführen sein.

In der Clavaniev-Zone am tektonisch stark überprägten Südrand des Aar-Massivs sowie in der nördlichen Tavetsch-Decke sind die Scherzonen sehr viel stärker spröde überprägt worden. Bei Sedrun bilden kataklastische und kakiritische Gesteine – Kakiritzüge im Druntobel, im Val Bugnei und der Clavaniev-Zone – eine mehrere hundert Meter breite Zone, die von der IG GBS (2012) als «Mega-scherzone» bezeichnet wurde.



Fig. 50: Scherzone in der Nordflanke des Maderanertals. Östlich von Bristen (Koord. 2697.00/1180.630). Foto C. Gisler.

Am häufigsten sind Brüche und Scherzonen, die ungefähr parallel zur alpinen Schieferung orientiert sind. Weiter kommen auch Scherzonen, die etwa Süd-südost–Westnordwest streichen, verbreitet vor. Bei praktisch allen Strukturen ist ein steiles Einfallen zu beobachten. Eine Ausnahme stellen die entlang der Basis-überschiebung der Windgällen-Falte beobachteten flach nach Süden einfallenden Scherzonen dar.

Klüftung

Im Aar-Massiv und in der Tavetsch-Decke können verschiedene Klüftsysteme unterschieden werden, die eine regionale bis überregionale Verbreitung aufweisen. Lokale Untersuchungen von Klüften und Klüftsystemen wurden von FREI (1999) im Gebiet nördlich von Sedrun und von BOTH (1999) im Hinteretzli vorgenommen. Eine gute Gelegenheit zum Studium solcher Systeme bieten in der

Regel Untertagebauten. So wurden die beim Bau des Gotthard-Basistunnels und dem neuen Druckstollen des Kraftwerks Amsteg angetroffenen Klüfte jeweils auf der ganzen Länge erfasst und statistisch ausgewertet (SCHNEIDER AG 1997b, K+P 2010, 2011, IG GBS 2012).

Sehr weit verbreitet ist ein Kluftsystem, das gleich wie die alpine Schieferung orientiert ist. Zusätzlich tritt fast überall eine mit 10–35° flach gegen Nordwesten bis Norden einfallende Klüftung auf. Dieses System steht damit etwa senkrecht zur alpinen Schieferung. Die meisten alpinen Zerrklüfte können diesem System zugeordnet werden (K+P 2010). Lokal kommt ein steilstehendes, Nord–Süd streichendes Kluftsystem vor, das damit etwa parallel zum Verlauf des unteren Urner Reusstals orientiert ist. Ein weiteres, steilstehendes Kluftsystem streicht Nordwest–Südost. Entlang der Basisüberschiebung der Windgällen-Falte ist ein flach nach Süden einfallendes Kluftsystem verbreitet, das damit dieselbe Orientierung aufweist, wie die auf Seite 141 beschriebenen Scherflächen.

Im Kartengebiet sind die einzelnen Kluftsysteme in den jüngsten Gesteinseinheiten des Aar-Massivs – den spät- bis postvariszischen vulkanosedimentären Abfolgen der Intschi- und der Tscharren-Formation oder dem Zentralen Aare-Granit – oft relativ deutlich ausgebildet und unterscheidbar, vor allem in den alpin wenig deformierten Bereichen. Die Orientierungen der Klüfte innerhalb der verschiedenen Kluftfamilien streuen weniger stark als in den prävariszischen Gesteinen. Zudem weisen die Kluftkörper oft relativ ebene Begrenzungsflächen auf und bilden eher regelmässig ausgebildete Quader. In den prävariszischen Gesteinen dagegen sind die Kluftkörper oft unregelmässig geformt und generell eher kleiner. Der Grund dürfte – neben der unterschiedlichen Genese und der ausgeprägten lithologischen Variabilität der prävariszischen Gesteine – darin liegen, dass die prävariszischen Gesteine von drei Gebirgsbildungen geprägt wurden und sich dementsprechend mehrfach Kluftsysteme entwickelt haben. Diese sind später wieder verheilt, haben aber die Entwicklung von regelmässigen Kluftsystemen bei der alpinen Gebirgsbildung behindert. Dementsprechend sind die Oberflächen prävariszischer Gesteine im Aufschluss tendenziell unregelmässiger und stärker gegliedert als bei den jüngeren Gesteinen. Diese Eigenschaft kann, neben den lithologischen Merkmalen, als zusätzlicher Hinweis zur Unterscheidung der prävariszischen von den früh- bis postvariszischen Gesteinen dienen.

TEKTONOMETAMORPHE ENTWICKLUNG

Kaledonischer Zyklus und ältere Relikte

An Gesteinen des Silberberg-Komplexes im Gebiet des Sustenpasses (Atlasblatt Meiental) konnte die Bildungsgeschichte des Erstfeld-Gneiskomplexes in groben Zügen rekonstruiert werden (SCHALTEGGER 1993, ABRECHT et al. 1995, SCHALTEGGER et al. 2003). Die Protolithen der Gesteine des Erstfeld-Gneiskomplexes wurden im Zeitraum zwischen 620 und 480 Ma als Kontinentalrandsequenz abgelagert. Detritische Zirkone zeigen proterozoische Alter von 680–589 Ma, deren Kerne archaische Alter von 2,5 Ga aufweisen. Sie werden als Detritus eines panafrikanischen Kontinents mit archaischem Erbe gedeutet (SCHALTEGGER & GEBAUER 1999). Mittels U-Pb-Altersbestimmung an Zirkonen eines Amphibolits wurde ein frühordovizisches Bildungsalter von 478 ± 5 Ma ermittelt (SCHALTEGGER et al. 2003). Dieser Amphibolit entstand entweder bei der Intrusion eines basischen Magmas oder wurde tektonisch mit der Sedimentabfolge der Kontinentalrandsequenz verschuppt. Nach MERCOLLI et al. (1994) wird diese Verschuppung mit der Bildung eines Akkretionskeils assoziiert. Das Gebiet des heutigen Aar-Massivs befand sich damals nördlich von Gondwana, einem grossen Kontinent, der zu dieser Zeit den südpolaren Raum bedeckte (VON RAUMER et al. 2002, STAMPFLI et al. 2002). Für die gesamte Gesteinsabfolge des Silberberg-Komplexes wird – in Analogie zur Gotthard-Decke – zunächst eine eklogitfazielle metamorphe Überprägung vor 468 Ma angenommen, gefolgt von einer granulitfaziellen Metamorphose mit lokaler Anatexis, die mittels U-Pb-Altersbestimmung auf ein spätordovizisches Alter von 456 ± 2 Ma datiert wurde (SCHALTEGGER 1993, 2003). Das Gefüge des Erstfeld-Gneiskomplexes entstand während dieser spätordovizischen Gebirgsbildung, die zeitlich etwa mit der kaledonischen Gebirgsbildung in Skandinavien und Schottland zusammenfällt.

Eine ähnliche Entwicklung wird auch für die prävariszischen Gesteine der Tavetsch-Decke angenommen. Radiometrische Altersbestimmungen ergaben für einen Metagabbro aus der östlichen Tavetsch-Decke ein wahrscheinliches Intrusionsalter von etwa 471 Ma sowie eine anschliessende Hochdruck/Hochtemperatur-Metamorphose (OBERLI et al. 1994).

Von den weiteren im Kartengebiet auftretenden prävariszischen Einheiten existieren keine radiometrischen Altersbestimmungen. In allen Einheiten ist aber eine in unterschiedlichem Masse ausgeprägte Anatexis erkennbar, für die eine zeitliche Einordnung ins Spätordovizium – analog derjenigen im Erstfeld-Gneiskomplex – am plausibelsten erscheint.

Variszischer Zyklus

Einen ausführlichen Überblick über die variszische Entwicklung skizzieren FRANKS (1968a, b), SCHALTEGGER (1993), SCHALTEGGER & CORFU (1992, 1995), PFIFFNER (2009) und BERGER et al. (2017b) für das Tödigebiet im östlichen Aar-Massiv. Der Ablauf der Ereignisse im südwestlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Amsteg dürfte weitgehend identisch sein. Die Ablagerung der Metasedimente der Bifertenfirn-Formation erfolgte im Frühen Karbon zwischen 350 und 340 Ma in einem sich bildenden Graben (FRANKS 1968b). Für die vulkanoklastische Sedimentabfolge der im Kartengebiet vorkommenden Val-Gliems-Formation, die der westlichen Fortsetzung der Bifertenfirn-Formation entspricht, ist das gleiche Bildungsalter anzunehmen (FRANKS 1968b). Der mittels radiometrischer Altersbestimmungen auf 333 ± 2 Ma datierte Tödi-Granit (SCHALTEGGER & CORFU 1995) intrudierte unmittelbar angrenzend an die Val-Gliems-Formation und bewirkte eine Kontaktmetamorphose der randlichen Partien sowie eine stellenweise intensive Durchaderung mit Granitapophysen, Apliten und Pegmatiten (EUGSTER 1951). Die Val-Gliems-Formation muss bereits zuvor ins Grundgebirge eingefaltet worden sein, denn der wenig verschieferte Tödi-Granit schneidet die zum Teil gefalteten Strukturen der Metasedimente diskordant ab (FRANKS 1968b). Etwa zeitgleich mit dem Tödi-Granit intrudierten etwas weiter westlich der Givv-Syenit ($334 \pm 2,5$ Ma) und etwas weiter südöstlich der Punteglias-Granit (332 ± 2 Ma); vor 308 ± 2 Ma intrudierte der Düssi-Brunni-Intrusivkomplex (SCHALTEGGER & CORFU 1992). Im Zeitraum von 310 bis 303 Ma erfolgten Hebung und Abtragung (SCHALTEGGER & CORFU 1995). Auf der eingeebneten Landoberfläche wurden im heutigen Tödigebiet mit einer Winkeldiskordanz die Metasedimente der Bifertengrätli-Formation auf einer Unterlage, bestehend aus Gesteinen der Bifertenfirn-Formation, des Tödi-Granits und des prävariszischen Kristallins, abgelagert. Gleichzeitig wurden weiter westlich die Vulkanite und vulkanoklastischen Gesteine der Windgällen-, der Tscharren- und der Intschi-Formation gebildet. Die Bildung dieser Gesteinsabfolgen deutet auf ein geodynamisches Umfeld hin, dass mit Extension, intrakontinentaler Beckenbildung und Krustenausdünnung charakterisiert ist («Basin-and-Range-Szenario» nach SCHALTEGGER & CORFU 1995 und SCHALTEGGER 1997). Eine andere Hypothese geht davon aus, dass der Magmatismus auf kompressive Tektonik mit Krustenverdickung und damit verbundener Aufschmelzung von vorwiegend kontinentaler Kruste zurückzuführen ist (Fig. 51, SCHENKER 1987). Die mit diesen Formationen assoziierten rhyolithischen Einschaltungen wurden in der Tscharren-Formation auf 303 ± 4 Ma, in der Bifertengrätli-Formation auf 300 ± 2 Ma (Sandalp-Rhyolith) und in der Windgällen-Formation auf 299 ± 2 Ma («Windgällen-Porphyr») datiert (SCHALTEGGER 1993, SCHALTEGGER & CORFU 1995). Die Vulkanite und vulkanoklastischen Gesteine wurden vor der Intrusion des Zentralen Aare-Granits und der damit assoziierten kontaktmetamorphen Überprägung (297 ± 2 Ma, SCHALTEGGER & CORFU 1992) steilgestellt

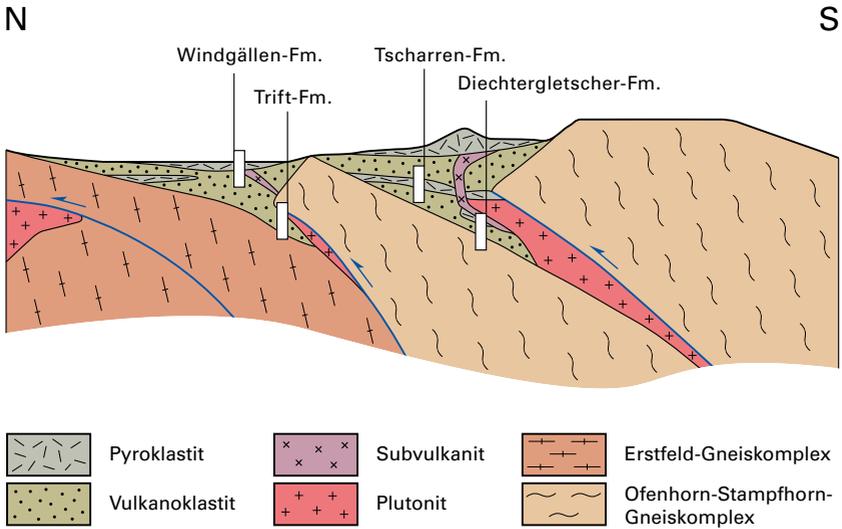


Fig. 51: Hypothetisches N-S-Profil durch das zukünftige Aar-Massiv an der Grenze Karbon/Perm. Die mit kontinentalen Sedimenten und sauren Vulkaniten gefüllten intrakontinentalen Becken werden kontinuierlich unter Grundgebirgssegmente eingefaltet und anschliessend von plutonischen Körpern intrudiert, die zu den Vulkaniten führenden Magmenkammern bilden (nach SCHENKER 1987).

und in eine Tiefe von 5–10 km eingeschuppt (Fig. 51; FRANKS 1968a, SCHENKER 1987, SCHENKER & ABRECHT 1987, OBERHÄNSLI et al. 1988). Dies bedeutet, dass die damit verbundenen tektonischen Bewegungen innerhalb von 2–3 Ma stattgefunden haben müssen. In jüngerer Zeit wird die Anlage und anschliessende Inversion dieser intrakontinentalen Becken sowie die Bildung der spätpaläozoischen Vulkanite und vulkanoklastischen Gesteine mit syngenetischem Magmatismus von der variszischen Gebirgsbildung abgetrennt und als «Permische Tektonik» bezeichnet, auch wenn diese schon im ausgehenden Karbon beginnt («Permian Event», SCHUSTER & STÜWE 2008, DECARLIS et al. 2013, MANZOTTI et al. 2015, BALLÈVRE et al. 2018). Nach der Intrusion des Zentralen Aare-Granits ist im östlichen Aar-Massiv keine weitere magmatische Tätigkeit mehr nachweisbar. Weiter südlich in der Tavetsch-Decke zeigen auf 295 Ma datierte Pegmatite eine geringfügig jüngere magmatische Aktivität an (JÄGER et al. 1961).

Es ist nicht genau bekannt, wie stark sich die einzelnen Phasen der früh- bis postvariszischen Tektonik – Steilstellung und Einfaltungen der Val-Gliems- sowie der Tscharren- und der Intschi-Formation – auf das umgebende prävariszische Kristallin ausgewirkt haben. Im Erstfeld-Gneiskomplex sind lokal Scherzonen bekannt, die alpin nicht reaktiviert wurden, an denen aber wahrscheinlich bei der variszischen Gebirgsbildung Bewegungen begleitet von einer lokalen retrograden Metamorphose stattfanden. Ein solches Beispiel ist die im Gotthard-Basistunnel durchfahrene Öfital-Störungszone (K+P 2011), die aus zerschertem und teilweise kakiritisiertem Gneis besteht. Ein weiteres Beispiel ist die Wenden-Zone im Titlisgebiet (Atlasblatt Meiental, LABHART et al. 2015a). Der im Kartengebiet in einigen Einheiten feststellbare grünschieferfazielle Mineralbestand könnte teilweise bereits bei der variszischen Gebirgsbildung entstanden sein.

Die variszische Metamorphose erreichte nach SCHALTEGGER et al. (2003) im Sustenpassgebiet (Atlasblatt Meiental) höchstens die untere Amphibolit-Fazies und kann auf 319 bis 317 Ma datiert werden. Im östlichen Aar-Massiv nimmt BÖHM (1986) für die Val-Gliems-Formation eine grünschieferfazielle bis höchstens amphibolitfazielle variszische Metamorphose an.

OBERHÄNSLI et al. (1988) haben, basierend auf den Arbeiten von FRANKS (1968a, b), SCHENKER (1986), SCHENKER & ABRECHT (1987), BÖHM (1986, 1988), GNOS (1988) und RIESEN (1991), einen variszischen Deckenbau postuliert. Die im Aar-Massiv eingeschuppten und steilgestellten Vulkanite und vulkanoklastischen Gesteinsabfolgen der Val-Gliems-, der Intschi- und der Tscharren-Formation werden dabei als deckentrennende Elemente interpretiert. Ob es sich dabei jedoch effektiv um eine variszische Deckentektonik oder um eine mit der «Permischen Tektonik» assoziierte postvariszische Beckeninversion handelt, konnte im Rahmen der Kartierarbeiten nicht geklärt werden.

Alpiner Zyklus

Im Anschluss an die variszische Gebirgsbildung folgte eine lange Phase der Heraushebung, Abtragung und Einebnung des variszischen Gebirges sowie die Ablagerung spätpaläozoischer kontinentaler Sedimente auf dem Kristallin. Ab der Trias wurde das vorliegende Gebiet überflutet und mit marinen Sedimenten überlagert. Die im Frühen Jura einsetzende Dehnungstektonik führte zur Absenkung der nördlichen Gotthard-Decke und der ihr vorgelagerten Tavetsch-Decke gegenüber dem Aar-Massiv und damit zu einer Auftrennung des kristallinen Grundgebirgssockel in voneinander durch Bruchstufen getrennte Kristallinkomplexe. Die heute an der Erdoberfläche aufgeschlossenen Bereiche des Aar-Massivs und der Tavetsch-Decke dürften zu jener Zeit etwa 20–30 km voneinander entfernt gewesen sein (TRÜMPY 1999, PFIFFNER 2009). Im Mesozoikum bis frühen Paläogen

wurden in diesem Raum marine Sedimente abgelagert, die bei der alpinen Orogenese abgeschert und nach Norden transportiert wurden. Südlich des heutigen Disentis lag der Ablagerungsraum der Sedimente der Griesstock- und der nördlichen Axen-Decke; auf der Tavetsch-Decke kamen Sedimente der südlichen Axen- und der nördlichen Drusberg-Decke, im Bereich der Gotthard-Decke die Sedimente der südlichen Drusberg-Decke zur Ablagerung (TRÜMPY 1999, KEMPF & PFIFFNER 2004). Die starke Mächtigkeitszunahme der Sedimente von Norden nach Süden zeigt, dass im Raum zwischen dem heutigen Aar-Massiv und der Tavetsch-Decke während des Mesozoikums syndesimentäre Abschiebungen mit einem Versatz von gesamthaft mehreren hundert Metern aktiv gewesen sein müssen.

Die von Süden nach Norden fortschreitende Einengung und anschliessende alpine Kontinentalkollision erreichte den Bereich der Gotthard-Decke im späten Eozän. Dabei kam es im kristallinen Grundgebirge zur Bildung von später steilgestellten plattenförmigen, mehr oder weniger stark intern deformierten Kristallinecken beziehungsweise Kristallinkeilen und -spänen. Die auflagernden Sedimentgesteine wurden im Bereich des Kartengebiets bis auf die reliktsch erhaltene autochthone Bedeckung der Gotthard-Decke (Urseren-Garvera-Zone, Spätes Paläozoikum – Früher Jura) komplett abgeschert und als helvetische Decken nach Norden überschoben. Ab dem frühen Eozän, vor etwa 55 Ma, entstand nördlich der frühen Alpen ein tiefes, schmales Vorlandbecken, in das mächtige Flyschablagerungen geschüttet wurden (nordhelvetische Flysch-Gruppe). Der Ablagerungsraum dürfte etwa über dem heutigen südöstlichen Aar-Massiv gelegen haben (KEMPF & PFIFFNER 2004). Ab dem späten Eozän vor etwa 35 Ma erfolgten die Abscherung, Überschiebung und Platznahme der helvetischen Decken (PFIFFNER 2009). Als Folge der zunehmenden Versenkung der überschobenen Kristallineinheiten setzte eine Regionalmetamorphose des Barrow-Typs ein. Nach LABHART (1999) erfuhr das Aar-Massiv während der alpinen Gebirgsbildung eine Einengung von 50–65%. Den Abschluss bildete die ab dem frühen Miozän bis heute andauernde Heraushebung des kristallinen Grundgebirges.

Die Publikationen von WYSS (1985) PFIFFNER (1986, 2009), SCHMID et al. (1996), PFIFFNER et al. (1997), TRÜMPY (1999), KEMPF & PFIFFNER (2004), SPILLMANN et al. (2011), WEHRENS (2015) und WEHRENS et al. (2017) schildern mögliche Ablaufszenarien der alpinen Gebirgsbildung.

An der alpinen Interdeformation des Kristallins des Aar-Massivs sind in erster Linie drei Elemente beteiligt, die vor allem im Haslitalquerschnitt und entlang des Gadmer- und des Erstfeldertals gut dokumentiert sind (LABHART 1966, KAMMER 1989, MOCK 2014, WEHRENS 2015): eine steilstehende Schieferung (Fig. 52), flache Überschiebungen und steilstehende Brüche. In allen Kristallineinheiten finden sich alpin verschieferte Bereiche. Sie zeigen einen retrograden, grünschieferfaziellen Mineralbestand, häufig aus Quarz, Chlorit, Epidot, Serizit und Kalzit bestehend. Eine steilstehende Striemung mit einer zum Teil deutlichen Längung von Einzelmineralen weist auf eine starke seitliche beziehungsweise ho-



Fig. 52: Der aus Strem-Granit bestehende Piz Cavardiras von Osten. Die steil nach Südsüdosten (auf dem Bild nach links) einfallende alpine Schieferung stellt das dominierende Strukturelement dar. Foto: C. Gisler.

rizontale Einengung hin (Handegg-Phase nach WEHRENS 2015). Eine typische Begleiterscheinung dazu ist die Bildung von subhorizontalen, geschlossenen oder offenen Zerrklüften (S. 159f.).

Flachliegende bis wenig geneigte Überschiebungen finden sich im Autochthon und Parautochthon wie auch in nördlichen Teilen des Kristallins (Pfaffenloch-Phase nach WEHRENS 2015). Die Harnische zeigen immer eine relative Versetzung des hangenden Pakets gegen Norden an.

Die Bildungsbedingungen des Kakirits der Clavaniev-Zone am Südrand des Aar-Massivs wurden von WYDER & MULLIS (1998a, b) mittels mikrostruktureller Untersuchungen an Quarz ermittelt. Dabei wurden sechs Deformationsphasen unterscheiden. Die heute zu Kakirit zertrümmerten Gesteine befanden sich vor 20–19 Ma in einer Tiefe von 18 km. Durch die Annäherung des Aar-Massivs und der Tavetsch-Decke entstand bei Temperaturen von über 400°C ein Mylonit. Die anschließende Hebung begleitet mit einer Temperaturabnahme auf unter 300°C führte zu einem fortschreitenden Kohäsionsverlust der Gesteine. Die eigentliche Kakiritisierung begann vor 14–13 Ma in einer Tiefe von 9 km und dauerte während

der späteren Heraushebung des Gebirges weiter an. Diese Phase wird begleitet von dextralen Seitenverschiebungen (S. 143). Ähnlich alte dextrale Seitenverschiebungen wurden am Südrand des mittleren Aar-Massivs (Haslitalquerschnitt) festgelegt und als Oberaar-Phase bezeichnet (WEHRENS 2015, WEHRENS et al. 2017).

Die Problematik der Brüche im Kristallin und ihre altersmässige Eingliederung wird auf Seite 146f. diskutiert. Bei den meisten Brüchen dürfte es sich um präalpin angelegte, alpin überprägte und möglicherweise über lange Zeit immer wieder reaktivierte Schwächezonen handeln. Rezente Verschiebungen – neotektonische oder gravitativ bedingte Brüche (ECKARDT et al. 1983, PERSAUD & PFIFFNER 2004, USTASZWEWSKI & PFIFFNER 2008) – finden sich vor allem am Südrand des Aar-Massivs (S. 160f.).

Die Deformationsabfolge der helvetischen Sedimentdecken wurde im Osten im Detail beschrieben und rekonstruiert (SCHMID 1975, MILNES & PFIFFNER 1977, PFIFFNER 1977, 1978). Eine Extrapolation der Deformationsphasen der oberhelvetischen Decken in das unterhelvetische Aar-Massiv ist allerdings problematisch und mit gewissen Unsicherheiten behaftet. Ein Versuch für das Gebiet von Atlasblatt Meiental findet sich in LABHART et al. (2015b). Nach WEHRENS (2015) wurde die im Kristallin heute steil nach Südsüdosten einfallende Schieferung (Fig. 52) mit dem charakteristischen Streckungslinear im Zuge der nordwestgerichteten Überschiebungen der oberhelvetischen Decken während der späten Calanda-Phase vor etwa 22 Ma angelegt (Handegg-Phase, Fig. 53). Dies bedeutet, dass die Orientierung der mit den Überschiebungen einhergehenden Verschiebung während dieser Zeit deutlich flacher gewesen sein muss. Altersbestimmungen an während diesem Ereignis angelegten Myloniten implizieren, dass die Überschiebungen bis etwa 12 Ma andauerten (CHALLANDES et al. 2008, ROLLAND et al. 2009). Am Schwarz Stöckli (Atlasblatt Schächental) wird die Windgällenfalte von einer steil nach Süden einfallenden Runzelschieferung überprägt (HANTKE & BRÜCKNER 2011). Diese steil einfallende Runzelschieferung (Schwarz-Stöckli-Phase nach FUNK et al. 1983) dürfte mit der Handegg-Phase zu parallelisieren sein, die im Kristallin durch die steil nach Südsüdosten einfallende Schieferung charakterisiert wird. Die Einschuppung beziehungsweise Einfaltung der mesozoischen Sedimentgesteine im Bereich der künftigen Basisüberschiebung der abgescherten Windgällen-Falte und der «Färnigen-Zone» muss somit älter als die Handegg-Phase sein, wahrscheinlich gleichzeitig mit der Anlage nordwestgerichteter Überschiebungen und der Bildung liegender Grossfalten in der Doldenhorn-Decke im westlichen Aar-Massiv (Kiental-Phase, Fig. 53; BURKHARD 1988, HERWEGH & PFIFFNER 2005). Die Rotation beziehungsweise Steilstellung der ehemals flachliegenden Scherzonen und der gleichzeitig angelegten Schieferung erfolgte passiv im Zuge fortschreitender Verkürzung und damit einhergehender Krustenverdickung. Die kontinuierliche Steilstellung und Krustenverdickung blockierten vor 14–12 Ma die nordwestgerichteten Überschiebungen und führten in der Clavaniev-Zone am Südrand des Aar-Massivs – analog zur Oberaar-Furka-Zone im Haslital – zu einer lateralen,

rogenparallelen Extrusion unter der Bildung von dextralen Seitenverschiebungen (Oberaar-Phase, Fig. 53; WEHRENS 2015). Im nördlichen Aar-Massiv wurden die nun steilgestellten, blockierten Strukturen der Handegg-Phase von mässig steil nach Südosten einfallenden Überschiebungen der Pfaffenchof-Phase überprägt (Fig. 53; WEHRENS 2015). Die Pfaffenchof-Phase ist charakterisiert durch nordwestgerichtete Überschiebungen und die Bildung eines S-C-Gefüges, bei welchem die präexistente Schieferungsflächen (S) durch die Scherung gegen die Scherflächen (C) geneigt wurden. Während der mit der Handegg- und der anschliessenden Pfaffenchof-Phase einhergehenden Scherung wurden die mesozoischen Sedimentgesteine des Autochthons am Nordrand des Aar-Massivs passiv ins Kristallin eingefaltet und zerschert (wie beispielsweise am Pfaffenchof und am Loibstock bei Innertkirchen, MOCK 2014). Strukturen der Pfaffenchof-Phase sind im Kartengebiet westlich der Reuss noch deutlich ausgebildet, werden dann aber in östlicher Richtung immer schwächer und sind im oberen Maderanertal nicht mehr erkennbar. Basierend auf der Tatsache, dass die Pfaffenchof-Phase die Strukturen der Handegg-Phase überprägt, muss sie jünger als 12 Ma sein.

Da die Anlage der Windgällen-Falte mit der Überschiebung der Doldenhorn-Decke im westlichen Aar-Massiv korreliert wird (Kiental-Phase), könnte die Calanda-Phase im Osten, mit welcher nach PFIFFNER (2011) die Bildung der Windgällen-Falte assoziiert wird, ein Äquivalent zur Kiental-Phase im Westen darstellen (Fig. 53). Am Schwarz Stöckli (Atlasblatt Schächental) wird die Windgällen-Falte von einer Runzelschieferung überprägt, die nach HANTKE & BRÜCKNER (2011) mit der Ruchi-Phase korreliert wird. Diese Runzelschieferung ist eventuell gleichzeitig mit der Bildung der basalen Überschiebung des Aar-Massivs im Norden und der damit assoziierten «Erstfelder Aufwölbung» entstanden (HANTKE & BRÜCKNER 2011). Neuere Arbeiten im Kristallin des Haslitalquerschnitts deuten an, dass die mit der Heraushebung und der kuppelförmigen Aufwölbung des Kristallins des Aar-Massivs und der autochthonen Sedimentbedeckung assoziierte Grindelwald-Phase mit der Handegg-Phase und der anschliessenden Pfaffenchof-Phase im nördlichen beziehungsweise Oberaar-Phase im südlichen Aar-Massiv zu korrelieren ist (Fig. 53; BERGER et al. 2017b). Die mit der frühen Platznahme ultrahelvetischer Einheiten assoziierte Pizol- und Cavistrau-Phase treten nur in den oberhelvetischen Decken ausserhalb des Kartengebiets auf und haben im Kartengebiet keine Spuren im Kristallin des Aar-Massivs hinterlassen.

Die im Kartengebiet nur wenig Platz einnehmende Tavetsch- und Gotthard-Decke werden nur kurz erläutert (Fig. 53). Für weiterführende Informationen wird auf die Erläuterungen der Atlasblätter Oberalppass und Greina verwiesen (NIGGLI et al. 2008, VÖGELI et al. 2013). In einer ersten kompressiven D_1 -Phase kam es zur Abscherung der ehemals auf dem Kristallin der Tavetsch- und der Gotthard-Decke gelegenen autochthonen Sedimentgesteine. In den zurückgebliebenen Sedimentgesteinen der Urseren-Garvera-Zone blieb die Schieferung S_1 noch reliktsch erhalten. Mit der fortschreitenden Kompression wurde das Kristallin miteinbe-

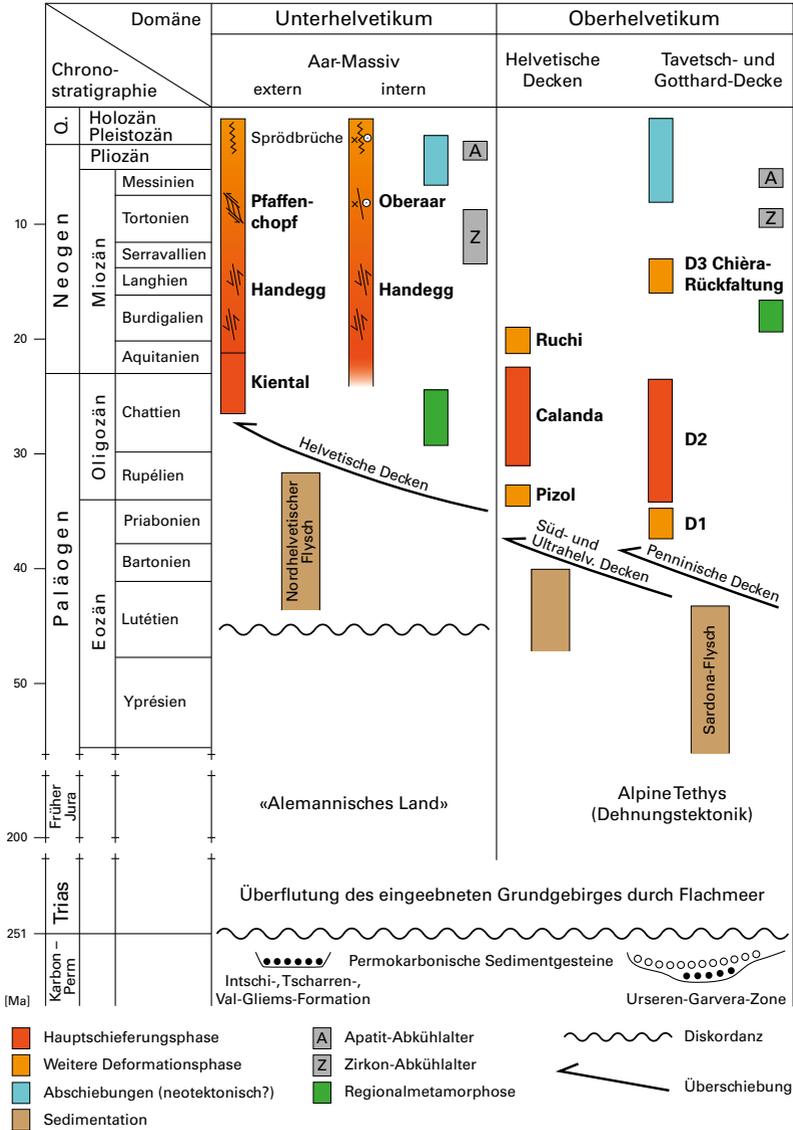


Fig. 53: Der «orogene Fahrplan» im Bereich des östlichen Aar-Massivs (verändert nach PFIFFNER 2009, LABHART et al. 2015a und WEHRENS 2015).

zogen, und die Gotthard-Decke wurde auf die Tavetsch-Decke überschoben, die ihrerseits auf das Aar-Massiv überschoben wurde. Während dieser D_2 -Phase wurde der Deckenstapel gebildet und die penetrative Hauptschieferung S_2 angelegt. Als Folge der weiteren Einengung wurde das Aar-Massiv auf das nördliche Alpenvorland aufgeschoben und dadurch gehoben. Dies führte zur Steilstellung der Clavaniev-Zone, der Tavetsch-Decke und der Gotthard-Decke (Bildung der nördlichen Steilzone) und zur Bildung von grossräumigen Rückfalten im Süden (Chièra-Phase D_3).

Alpine Metamorphose

Innerhalb des Kartengebiets nimmt die Intensität der alpinen Metamorphose von Norden nach Süden zu und reicht von der unteren Grünschieferfazies im nördlichen Aar-Massiv zur oberen Grünschieferfazies im Bereich des südlichen Aar-Massivs, der Tavetsch- und der Gotthard-Decke (NIGGLI & ZWART 1973, FREY et al. 1980, 1999, OBERHÄNSLI 2004, BOUSQUET et al. 2012, NIBOUREL 2018). Im polymetamorphen Kristallin des Aar-Massivs hat die alpine metamorphe Überprägung retrograden Charakter und äussert sich vor allem im Dünnschliff an spezifischen Mineralumwandlungen. Prograd, wenn auch makroskopisch meist wenig auffällig, äussert sich die alpine Metamorphose in den Intrusiva und in den mesozoischen Sedimentgesteinen.

Die Südgrenze der Stilpnomelan-Zone verläuft nördlich von Gurtellen am westlichen Kartengebietsrand über die Nordwestflanke des Bristen ins Maderanertal, wo sie, ungefähr der Talachse folgend, den nördlichen Kartengebietsrand erreicht (NIGGLI et al. 1956, JÄGER et al. 1961, GNOS 1988). Die Nordgrenze der Chloritoid-Zone verläuft im Kartengebiet etwa entlang des Kontakts zwischen der Gotthard- und der Tavetsch-Decke (NIGGLI & NIGGLI 1965). Die Quarzrekristallisationsisograde verläuft vom Raum Amsteg ostwärts ins Maderanertal (VOLL 1976, BAMBAUER et al. 2009). Sie trennt Gebiete mit präalpin gebildetem Quarz im Norden von Gebieten mit alpin rekristallisiertem Quarz im Süden. Diese Quarzrekristallisationsisograde liegt damit etwa im Bereich der Basisüberschiebung der Windgällen-Falte. Etwas südlich von Amsteg tritt erstmals alpin neu gebildeter, grüner Biotit auf (STECK & BURRI 1971).

Die Druck-Temperatur-Bedingungen bewegten sich zwischen 300–350°C und 0,2 GPa bei Amsteg im Nordwesten und 450°C und 0,3 GPa entlang des Vorderheims im Südosten (FREY et al. 1980, 1999). Diese grünschieferfazielle metamorphe Überprägung der innerhalb des Kartengebiets auftretenden tektonischen Einheiten entspricht einer Regionalmetamorphose des Barrow-Typs. Der Zeitpunkt der Metamorphose wurde im Bereich der Urseren-Garvera-Zone mittels U-Pb-Altersbestimmung an postkinematischem Allanit auf $19,3 \pm 2,0$ Ma datiert (JANOTS & RUBATTO 2014). Es gilt aber zu beachten, dass die metamorphe Überprägung je nach Lokalität mit grosser Wahrscheinlichkeit unterschiedlich alt ist.

Der im Kartengebiet innerhalb des Aar-Massivs auftretende Metamorphosegradient von Norden nach Süden wird heute nicht nur als Folge der spätalpinen Kippung des Aar-Massivs interpretiert, sondern auch mittels relativer Aufschiebung der jeweils südlichen Blöcke an den zahlreichen massivparallel verlaufenden Brüchen erklärt (WEHRENS et al. 2017). Trotz der jeweils kleinen Versatzbeträge an den einzelnen Brüchen ergibt sich dadurch über die gesamte Breite des Aar-Massivs doch ein bedeutender Gesamtversatz. Untersuchungen im Sustenpassgebiet konnten zeigen, dass der im Aar-Massiv beobachtete Metamorphosegradient durch beträchtliche spätalpine Deformation – jünger als 20 Ma – überprägt wurde (NIBOUREL 2018). Basierend auf diesen Untersuchungen werden markante Hebungsraten in Kombination mit Rotation an der Basisüberschiebung der Windgällen-Falte postuliert, entlang welcher der vor der Deformation etablierte Metamorphosegradient verstärkt, lokal sogar invertiert wurde (transportierte Metamorphose).

Alpine Zerrklüfte

Zerrklüfte sind Risse und Hohlräume im Gestein, die sich durch tektonische Bewegungen während der Gebirgsbildung öffnen. Sie weisen Längen von wenigen Dezimetern bis einigen Metern auf und sind meist etwa parallel zur Hauptspannung – im Kartengebiet subhorizontal – orientiert. Sie sind vor allem in kompetenten Gesteinen zu finden, die bei der Hebung des Gebirgskörpers ab gewissen Mindesttiefen und bei entsprechender Temperaturabnahme durch spröde Verformung mit Bruchbildung auf die herrschende Spannung reagieren. Die Klüfte füllen sich mit einem Gemisch aus wässrigen, salzhaltigen Lösungen (Fluid) aus dem Porenraum des Nebengesteins, wodurch das langsame Schliessen des Kluftraums verhindert wird. Das Fluid in der Kluft reagiert mit dem Nebengestein, wodurch dieses um die Kluft ausgelaugt wird und sich eine stark poröse, gebleichte Auslaugungszone bildet. Durch die mit der allmählichen Hebung des Gebirgskörpers verbundene Druckentlastung und Abkühlung sowie der damit einhergehenden Übersättigung des Fluids werden die gelösten Stoffe ausgefällt und es kommt zum Kristallwachstum. Während die Kluftbildung spezifische tektono-metamorphe Bedingungen braucht, widerspiegeln die in der Kluft entstehenden Mineralparagenesen und die Kristallisationsabfolgen die geochemischen Eigenschaften des Nebengesteins und die sich ändernden Druck- und Temperaturbedingungen. Fluideinschlüsse in den Kristallen lassen Rückschlüsse über die bei der Auskristallisation herrschenden Druck- und Temperaturbedingungen zu. So haben Untersuchungen von MULLIS (2011) im Zugangs- und Kabelstollen des Gotthard-Basistunnels bei Amsteg gezeigt, dass in diesem Bereich des Aar-Massivs die Minerale der Zerrklüfte in Tiefen zwischen 8 und 12 km gewachsen sind; 12 km entsprechen dabei der Tiefe, in der sich die Zerrklüfte zu öffnen beginnen. Die Temperaturbedingungen lagen zu Beginn bei 300–340°C und sanken zum Schluss des Wachstums auf 260°C. In diesen Stollen kommen Gesteine des Erstfeld- sowie des Ofen-

horn-Stampfhorn-Gneiskomplexes vor. Im Basistunnel selbst wurden im Bereich des Strem-Granits ebenfalls Untersuchungen durchgeführt. Hier begann das Wachstum der Kluftminerale in Tiefen von 13–14 km bei einer Temperatur von etwa 400 °C und dauerte an bis eine Tiefe von etwa 7 km bei Temperaturen unter 200 °C erreicht wurde. Vergleiche mit der Abkühlungsgeschichte der Umgebungsgesteine weisen darauf hin, dass das Wachstum der Kluftminerale im Zeitraum von 19–12 Ma erfolgte (MULLIS 2011). Mittels hochauflösenden radiometrischen Altersbestimmungen an Kluftmonazit aus dem Griesserental, einem südlichen Seitental des Maderanertals, konnte die Wachstumsdauer eines Kluftminerals bestimmt werden. Der untersuchte Monazit weist einen $14,67 \pm 0,43$ Ma alten Kern und einen $13,76 \pm 0,23$ Ma alten Rand auf, was bedeutet, dass seine Kristallisation über einen Zeitraum von 0,9 Ma erfolgte (JANOTS et al. 2012, GNOS et al. 2013).

Spät- und postalpine Phasen

Rezente Hebungen

Präzisionsnivelements des Bundesamts für Landestopografie zeigen für das Kartengebiet rezente Hebungen von 0,7 bis 0,9 mm/a, wobei die tiefsten Werte bei Amsteg und die höchsten bei Disentis gemessen werden (SCHLATTER 2006). Spaltspurdaterungen an Apatit und Zirkon haben für die letzten 14 Ma vergleichbare Hebungsraten von etwa 0,5 mm/a ergeben; für die letzten 4 Ma ist eine leichte Zunahme erkennbar, vor allem für das Gebiet des östlichen Aar-Massivs und des Vorderrheintals (MICHALSKI & SOOM 1990). Ähnliche Hebungsraten finden sich in WAGNER et al. (1977), VERNON et al. (2009), GLOTZBACH et al. (2010) und VALLA et al. (2012, 2016). Die rezente Hebung des Kartengebiets ist demzufolge ein langanhaltender und relativ gleichmässig ablaufender Prozess. Die stärkeren Hebungen im Süden als im Norden führten zu einer fortgesetzten Kippung des Aar-Massivs gegen Norden.

Subrezente bis rezente Bruchsysteme

Im Aar-Massiv wurden von JÄCKLI (1951) erstmals Brüche beschrieben, die spät- bis postglazial aktiv waren. Er fand in den Hängen nördlich des Vorderrheintals bei Sumvitg (Atlasblatt Trun) im alpinen Streichen verlaufende Brüche mit stets talseitig relativ gehobenem Flügel. Da spätglaziale Moränen an einigen dieser Brüche ebenfalls einen Versatz zeigen, müssen die Brüche nach Ablagerung der Moränen noch aktiv gewesen sein. Weitere Untersuchungen zeigten, dass solche Brüche entlang der Rhein-Rhone-Linie bis ins Goms verbreitet vorkommen. Sie bilden vorwiegend auf mittlerer Höhe der Talflanken, zwischen etwa 1800 bis 2500 m ü. M., mehr oder weniger parallel verlaufende Bruchscharen. Die über mehrere Brüche kumulierte talseitige Hebung beträgt nicht selten 30 m und mehr

(ECKARDT 1957, ECKARDT et al. 1983). Als Ursachen für die Entstehung dieser Brüche wurden mehrere Möglichkeiten in Betracht gezogen: neotektonische Bewegungen, postglaziale isostatische Ausgleichsbewegungen oder gravitative Hangbewegungen. Im Zusammenhang mit dem Bau des Gotthard-Basistunnels wurden zwischen 1995 und 2005 an Brüchen im Gebiet der Alp Caschlè Präzisionsmessungen durchgeführt. Diese ergaben ein uneinheitliches Bild, mit Verschiebungen von deutlich weniger als 1 mm/a zwischen zwei Flügeln, bei einem Bruch sogar einer Senkung des talseitigen Flügels (K+P 2011). Neuere Untersuchungen zeigten, dass vor allem gravitative Hangbewegungen wie auch postglaziale isostatische Ausgleichsbewegungen Ursache für diese talseitigen Hebungen sind. Neotektonische Bewegungen spielen bei diesen Brüchen nur eine untergeordnete Rolle (PERSAUD 2002, PERSAUD & PFIFFNER 2004, USTASZEWSKI & PFIFFNER 2008, USTASZEWSKI et al. 2008, PFIFFNER 2009). Die gravitativen und isostatischen Bewegungen dürften entlang des im nördlichen Vorderrheintal verlaufenden tektonisch stark überprägten Grenzbereichs zwischen dem Aar-Massiv und der Tavetsch-Decke bereits vorhandene tektonische Störungen reaktivieren. Im Kartengebiet können subrezente bis rezente Versätze mit talseitiger Hebung vor allem auf den flachen Hangschultern der Alp Caschlè, des Cuolm da Vi, im Val Magriel und auf der Alp Run gefunden werden. Besonders am Cuolm da Vi sind diese Versätze mit starken gravitativen Hangbewegungen verbunden. Sie werden dort durch zahlreiche, im Vergleich zu den Bruchsystemen bedeutend kürzere und in ihrer Orientierung variable Nackentälchen überlagert und treten morphologisch daher weniger deutlich in Erscheinung.

Entstehung des Druntobels und der Grosssackung am Cuolm da Vi

Der Schuttkegel, auf dem Sedrun liegt, wird zu einem grossen Teil von Schutt aus dem Druntobel aufgebaut. Die grossen Schuttmassen aus diesem relativ kleinräumigen Tobel deuten auf eine starke erosive Tätigkeit hin, die sich nach dem Zurückschmelzen der Gletscher im Spät- und Postglazial abgespielt haben muss.

Das Tobel liegt in einer östlich von Sedrun von der Clavaniev-Zone gegen das Aar-Massiv abzweigenden Kakirit-Zone (K_A). Die rasche Entwicklung des Tobels dürfte von der leichten Erodierbarkeit dieser Gesteine begünstigt worden sein. In der Folge bildete sich beidseits des Tobels eine übersteilte Flanke aus. Während südseitig relativ kompaktes Gestein ansteht, bildet der Kakirit am nördlichen Hangfuss in der gegen den Cuolm da Vi ansteigenden Flanke eine Schwächezone. Die dominierenden, etwa parallel zum Tobel verlaufenden, vertikal einfallenden Brüche bilden Trennflächen, die in der übersteilten Böschung eine tiefgründige Vorwärtsrotation ermöglichen. Auf der Trogschulter des Cuolm da Vi findet ein Nachsacken talwärts statt (AMANN 2005, AMANN et al. 2006, BONNARD & FUENTES 2003).

Entstehung der Erosionskessel von L'Ondadusa und des Val Bugnei

Die Morphologie der Erosionskessel von L'Ondadusa sowie des Val Bugnei deuten darauf hin, dass ihre Entstehung ähnlich wie beim Druntobel durch den stark zerrütteten Gesteinsuntergrund begünstigt worden ist. An beiden Orten fehlt das Einzugsgebiet für wasserreiche Bäche oder grosse Talgletscher, die diese Kessel durch rein erosive Kraft aus kompaktem Gestein hätten schaffen können. Beide Gebiete sind heute von Vegetation bedeckt und werden deutlich weniger stark erodiert als das Druntobel. Im rückwärtigen Teil von L'Ondadusa befindet sich das grosse, wenig aktive Sackungsgebiet der Alp Caschlè. Es ist denkbar, dass die Sackungsmasse während der Bildung des Erosionskessels, als der Hangfuss durch die Ausräumung des Kessels geschwächt wurde, aktiver gewesen ist. Am Ausgang beider Erosionskessel befinden sich grosse Bachschuttfächer, die anzeigen, dass die Erosion postglazial erfolgt sein muss.

HYDROGEOLOGIE

Oberflächengewässer

Der Hauptfluss im nördlichen Kartengebiet ist die Reuss, die bis in die Gegend von Amsteg durch das in seinem oberen Abschnitt eher enge Urner Reusstal und anschliessend in der Reussebene nach Norden fliesst. Bei Amsteg nimmt sie den aus dem Maderanertal kommenden Chärstelenbach auf. Der Vorderrhein (Rein Anterior) stellt den wichtigsten Fluss im südlichen Kartengebiet dar. Sowohl die Reuss als auch der Rhein entwässern gemeinsam in die Nordsee.

Im Kartengebiet gibt es über 20 Bergseen. Der grösste davon ist der von einem Moränenwall gestaute Golzerensee am Nordhang des Maderanertals. Der Arnisee südwestlich von Amsteg ist ein kleiner Stausee, der zwischen 1908 und 1910 vom Elektrizitätswerk Altdorf an drei Stellen durch kleine Erddämme aufgestaut wurde. Der Bristensee nordöstlich des Bristen ist ein in einem Felsbecken liegender Karsee. Der Spillausee im hinteren Etzli wird von Moränenmaterial und Blockschutt gestaut.

Grundwasser

Die Reussebene des unteren Urner Reusstals, die in Amsteg beginnt und sich bis zum Urnersee erstreckt, ist ein bedeutender Grundwasserleiter. Zur Nutzung dieses Grundwasservorkommens befindet sich westlich von Amsteg ein Grundwasserpumpwerk.

Weitere, zum Teil sehr kleine Grundwasservorkommen sind ungenutzt oder nur vermutet, wie in der Ebene östlich von Bristen oder auf der Alp Stössi im Maderanertal sowie im Fellital, im Brunnital und im Val Strem oder entlang des Vorderrhains.

Quellen

Die hoch gelegenen Abschnitte der Seitentäler sind als Folge der geringen Lockergesteinsbedeckung arm an Quellen. Die meisten Lockergesteinsvorkommen sind sehr gut durchlässig, so dass das Niederschlags- und Schmelzwasser rasch abfliessen kann. In den mittleren und tiefen Tallagen sind dagegen verbreitet ausgedehnte Lockergesteinsbedeckungen zu finden, die ein gutes Wasserspeichervermögen aufweisen und an Übergängen zum Fels Quellen mit konstant grossen Schüttungsmengen entstehen lassen. Beispiele solcher Lockergesteinsquelle sind das Gebiet Griesseren im Maderanertal und dasjenige unterhalb der Treschhütte

im Fellital (SPILLMANN & FUCHS 2011). Die an vielen Talflanken vorkommenden ausgedehnten Hakenwurf- und Sackungsgebiete weisen meist keinen oberflächlichen Abfluss auf. Das Wasser tritt dort relativ weit unten in den Tälern aus. Ein Beispiel dafür ist das Gebiet Alp Caschlè - L'Ondadusa nördlich von Rueras.

Felsquellen aus Klüften sind weniger häufig. Beispiele für genutzte Felsquellen befinden sich im Bristentunnel der Gotthardbahn nördlich von Vorderried sowie in der Eistenchälen nordöstlich von Bristen (SPILLMANN & FUCHS 2011).

Mineralquellen

Bei Steignas im oberen Val Segnas (Koord. 2703.890/1173.190) befindet sich gemäss der Gewässerschutzkarte des Kantons Graubünden eine gefasste Mineralquelle. Nähere Angaben zur Schüttungsmenge, chemischen Zusammensetzung oder Verwendung liegen keine vor. Sie dürfte für die Trinkwasserversorgung der Gemeinde Disentis/Mustér genutzt werden.

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Granit

An der Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert stellte Granit im Urner Reusstal zwischen Göschenen und Gurtellen den bei Weitem wichtigsten und ertragreichsten mineralischen Rohstoff dar. Mit dem Ausbau der Gotthardstrasse 1830 und vor allem mit dem Bau und Betrieb des Gotthardbahntunnels zwischen 1870 und 1910 entwickelte sich im Urner Reusstal das bedeutendste schweizerische Granitabbaugebiet. Mit dem Ersten Weltkrieg und den Krisen im Baugewerbe erfolgte die sukzessive Schliessung der Granitsteinbrüche – als letzter stellte 1972 der Steinbruch Antonini beim Bahnhof Wassen den Betrieb ein. Im Gebiet Gurtellen befanden sich Granitsteinbrüche beim Elektrizitätswerk Gurtellen, bei Zopfen nördlich von Wiler, unterhalb des Äschenwalds und bei der Lokalität Gütli südlich des Wassnerwalds (NIGGLI et al. 1915, S. 276). Bis auf den Steinbruch Gütli konnten die Abbaustellen nicht mehr lokalisiert werden.

Im Steinbruch Gütli östlich von Gurtellen wurden zwischen 2011 und 2017 Granitblöcke abgebaut, nachdem der Steinbruch während vieler Jahre stillgelegt war. Es wurden allerdings nur noch Blöcke aus dem Hang- und Block- sowie Sprengschutt genutzt; ein Abbau von anstehendem Fels fand nicht mehr statt. Beim Gestein handelt es sich um Granit der nördlichen sauren Randfazies des Zentralen Aare-Granits, der als «Gütli-Granit» bezeichnet wird. Der Steinbruch wird heute – nach dem Abbau der nutzbaren Granitblöcke – als Deponieraum für sauberes Aushubmaterial genutzt und soll später wieder aufgeforstet werden.

Begonnen hatte der Abbau Mitte der 1890er-Jahre (ECKARDT 1966). Zunächst wurden die auf der Schutthalde liegenden Blöcke verwertet, von denen einzelne ein Volumen von bis 2000 m³ erreicht haben sollen. Ab 1904–1905 wurde mit ersten Sprengungen begonnen, die ab 1925 intensiviert wurden. 1930 wurde in der Wandmitte eine Sprengung mit 4–5 t Sprengstoff ausgeführt, die eine grosse Anzahl guter Granitblöcke lieferte. 1937 und 1947 wurden weitere grosse Sprengungen mit jeweils etwa 10 t Sprengstoff durchgeführt. Bei der Sprengung von 1947 wurde die Ladung in bis zu 40 m tiefe Löcher eingebracht. Die Ausbeute an guten Blöcken war allerdings schlecht. Überwiegend handelte es sich um kleinblockiges, leicht brechendes («gebräches») Material. Von 1947 an nahm der Steinschlag aus der Wand aufgrund der massiven Sprengtätigkeiten sprunghaft zu. 1953, 1962 und 1967 stürzten grosse Blöcke bis in die Reuss hinunter. Die Abbauarbeiten konnten daher ab 1953 nur noch unten am Hang, im Bereich der Gotthardstrasse, erfolgen. Die Sturzaktivität blieb auch in den darauffolgenden Jahren hoch (WINTERHALTER & SCHNEIDER 1969). Am 21. Oktober 1972 ereignete sich ein Felssturz von 2000–2500 m³ Material (SCHNEIDER AG 1973). In den nachfolgenden Jahrzehnten liess die Sturzaktivität allmählich nach. Die bis vor kurzem ausgeführten Abbau-

arbeiten fanden unterhalb eines im oberen Teil der Halde errichteten Schutzdamms statt.

Giltstein

Im Kartengebiet wurden einige der Vorkommen von ultrabasischen Gesteinen zeitweise abgebaut. Die je nach Ort und Verwendung als Giltstein, Topfstein, Lavezstein, Speckstein oder Ofenstein bezeichneten Gesteine wurden zu feuerfesten Töpfen, Öfen, Ofenplatten oder Schmuckgegenständen verarbeitet. Heute sind keine Abbaustellen mehr in Betrieb.

Im Aar-Massiv ist nur eine Abbaustelle bekannt, die in der Literatur erwähnt wurde. Es handelt sich um das auf Seite 40 beschriebene Vorkommen im Sellenentobel (Koord. 2697.780/1178.750), einem westlichen Seitental des Etzli. Von diesem Vorkommen dürften die in der Literatur häufig erwähnten «Topfsteine aus dem Etzli» stammen (VON RATH 1862, MÜLLER 1867, ALB. HEIM 1891); die Lokalität stimmt jedenfalls mit der von MÜLLER (1867, S. 563ff.) beschriebenen überein. Im Maderanertal befand sich am Geschel südlich von Golzeren eine weitere bedeutende Abbaustelle von Giltstein (LUSSMANN 1991). Dieses Vorkommen ultrabasischer Gesteine konnte jedoch im Rahmen der Kartierarbeiten nicht mehr lokalisiert werden und ist aus diesem Grund auf der Karte nicht dargestellt. Der Talkschiefer wurde damals abgebaut und zu feuerfesten Töpfen und Stuben- beziehungsweise Giltsteinöfen verarbeitet. Die älteren Giltsteinöfen im Maderanertal dürften vermutlich alle von den Abbaustellen im Sellenentobel und am Geschel stammen.

In der Tavetsch-Decke wurde das Vorkommen von Cufflons (S. 104, Koord. 2707.300/1172.050) bereits erwähnt. Bei weiteren Vorkommen bei Mumpé Tujetsch (Koord. 2705.900/1171.350) oder Cavorgia (Koord. 2704.040/1170.260) sind vereinzelt noch Anzeichen eines früheren Abbaus zu finden (NIGGLI 1944, Taf. III). Anstehend sind jedoch keine ultrabasischen Gesteine mehr zu finden; die Abbaustellen sind deshalb auf der Karte nicht dargestellt.

Blöcke, Kies, Sand

In Gebiet Butzen nordöstlich von Amsteg wird der aus dem Tüfelal und dem Ribelizug stammende Hang- und Murgangschutt abgebaut. Es handelt sich um Schutt des Erstfeld-Gneiskomplexes. Daneben wird das Gebiet auch als Deponieraum für Inertstoffe genutzt.

Magnesium-Aluminiumsulfat (Alaun)

Im auffällig gelblich bis rostig braunen pyritreichen Chlorit-Serizitschiefer und -phylit der Intschi-Formation treten an wettergeschützten Überhängen und Felsnischen wasserlösliche, gelblich weisse Verkrustungen oder Ausblühungen in Form von Aggregaten aus feinsten millimetergrossen Kristallnadeln auf. Es handelt sich dabei um Sulfat, das als Abbauprodukt von Pyrit gebildet wird. Detaillierte Untersuchungen konnten zeigen, dass es sich dabei um Fe-Mn-Pickeringit, ein Magnesium-Aluminiumsulfat handelt (JENNY 1970) und nicht, wie ursprünglich angenommen, um Alaun (Kalium-Aluminiumsulfat). In der Meinung, dass es sich bei diesem Sulfatvorkommen um Alaun handelt, das in der Textil- und Papierindustrie sowie in der Gerberei Verwendung fand, wurde 1764 das «Alaunwerk Intschi» ungefähr einen halben Kilometer südwestlich von Intschi eröffnet. Bei der Lokalität Rainen (Koord. 2692.130/1179.130), etwa 15 m oberhalb der heutigen Gotthardstrasse, wurde das sulfathaltige Gestein sowohl im Tag- als auch im Untertagebau abgebaut. Aufgrund der äusserst ungünstigen geologisch-geotechnischen Gesteinsverhältnisse ist anzunehmen, dass der Abbau hauptsächlich im Tagebau erfolgte. Nach 25 Jahren musste das Werk seinen Betrieb einstellen. Vom Untertagebau ist nur noch ein kleiner Teil begehbar, grosse Teile des Bergwerks sind völlig eingestürzt, und die Holzstützen, die das äusserst leicht brechende Gestein abstützen, sind eingeknickt. Der ehemalige Tagebau dagegen ist heute noch in Form einer markanten, etwa 150 m langen, fast ebenen Fläche gut erkennbar. Zur Weiterverarbeitung wurde das über dem Feuer gebrannte und entschwefelte Gestein mittels Wasser ausgelaugt. Zur Gewinnung von Alaun wurde das bei der Auslaugung gesammelte Wasser zur Anreicherung der Salze gesiedet und mit Pottasche (K_2CO_3) versetzt (JENNY 1970). Es ist allerdings fraglich, ob mit diesem Vorgehen reines Kalialaun hergestellt werden konnte, vielmehr ist anzunehmen, dass es sich dabei um ein Gemenge verschiedener Salze handelte, das jedoch den Verwendungszweck, vermutlich beim Gerben von Tiehäuten, erfüllte (JENNY 1970, SCHENKER & SPILLMANN 2011). Ob die Verarbeitung des Sulfats vor Ort und Stelle erfolgte oder etwas oberhalb beim Breitenstag, wo der frühere Saumweg Richtung Gotthardpass den Intschialpbach querte, ist nicht überliefert.

Blei-Zink-Kupfererz

In der Nordwestflanke des Bristenstocks sind zahlreiche Erzvorkommen bekannt. Sie wurden vom 16. bis ins 18. Jahrhundert zur Gewinnung von Blei, Zink und Kupfer zeitweise abgebaut. Eine eingehende geologische und mineralogische Beschreibung dieser Vererzungen findet sich in JENNI (1973). Eine Zusammenfassung davon ist in WENGER et al. (1990) enthalten; der historische Aspekt wird von BLÄTTLER (1967) und JENNI (1971) beleuchtet.

Bei den Vorkommen handelt es sich um linsenförmige Blei-Zink-Kupfer-Vererzungen von jeweils nur wenigen hundert Kubikmetern Volumen. Die räumliche Verbreitung und Qualität des Erzes sind heute nicht mehr genau feststellbar, da das nutzbare Erz weitgehend abgebaut wurde. Aufgrund der noch vorhandenen Reste und der Grösse und Geometrie der Stollen und Abbaustellen konnte JENNI (1973) die einzelnen Vorkommen genauer charakterisieren. Die Erzvorkommen in den teilweise noch zugänglichen Abbaustellen enthalten hauptsächlich Galenit (Bleiglanz), Sphalerit (Zinkblende) und Chalcopyrit (Kupferkies) sowie untergeordnet Pyrit, Arsenopyrit, Pyrrhotin, Stannit (Zinnkies) und Sulfide unterschiedlicher Zusammensetzung (Fahlerz). Galenit enthält meistens Fahlerz und Pyrit sowie vereinzelt Silber. Es handelt sich um ursprünglich gangförmige Vererzungen, die im prävariszischen Kristallin des Ofenhorn-Stampfhorn-Gneiskomplexes eingelagert sind. Sie wurden alpinmetamorph unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies überprägt und zerschert (JENNI 1973). Die Vererzungen dürften als Folge der Intrusion des Zentralen Aare-Granits gebildet worden sein. Auf der Karte sind die ehemaligen Abbaustellen Graggental, Teiftal, Knappere, Schniederplätz, Schmitte und Stuben mit einem Punktsymbol dargestellt. Weitere Vorkommen von Blei-Zink-Kupfererz befinden sich beim Abfall des hinter Rieder Walds ins Teiftal und im oberen Langlautal sowie in Aufschlüssen von Untertagebauten des Teiftaltunnels und der beiden Röhren des Riedtunnels.

Der Bergbau am Bristen wurde anfangs des 17. Jahrhunderts vor allem von der Familie Madran betrieben, zu deren Ehren das frühere Ruppleten- oder Kersental den Namen Maderanertal erhielt. Die Familie Madran erhielt 1576 für 100 Jahre das Bergbaurecht auf alle Erze in der Gemeinde Silenen und betrieb seitdem einen gross angelegten Eisenerzabbau in den eisenführenden autochthonen Sedimentgesteinen (Eisenoolith) im Windgällengebiet am Nordhang des Maderanertals. Für die Aufbereitung und Verhüttung dieses Eisenerzes wurde bei Obermatt (Koord. 2697.350/1180.285) östlich der Talstation der Golzerenbahn eine umfangreiche Verhüttungsanlage, die neben einem Schmelzofen mehrere Kohlhütten sowie ein Wasser- und Pochwerk umfasste (JENNI 1971), erstellt. Der 1966 restaurierte Schachtofen wurde auf der Karte mit einem Punktsymbol dargestellt. Es ist davon auszugehen, dass wahrscheinlich auch das Blei-Zink-Kupfererz aus dem Bristengebiet mindestens in ihren Anfängen ebenfalls in dieser Anlage aufbereitet wurde. Eine zweite Aufbereitungsanlage für das Erz aus den Abbaustellen Graggental und Knappere befand sich in der Nähe des Schwandentals südwestlich von Intschi (JENNI 1971); nähere Angaben zum Standort und zur Ausstattung dieser Anlage können jedoch keine gemacht werden.

Eisen-Manganerz

Im Kraftwerksstollen Pfaffensprung-Amsteg wurden im Bereich unterhalb des Teiftals unregelmässig und diskordant verlaufende, Alabandin (Manganblende), Rhodonit und Granat führende «Quarz-Kalzitpegmatitgänge» im Chlorit-Serizit-schiefer der Intschi-Formation beschrieben (HUGI 1921). In den hauptsächlich aus Quarz und Rhodonit bestehenden Adern finden sich linsige oder perlschnurartige Ausscheidungen von Alabandin; als Einschlüsse im Alabandin ist stets Pyrrhotin und selten Sphalerit, Galenit und Stannit vorhanden (HUGI 1923, HUTTENLOCHER 1936). Eine detailliertere Beschreibung des im Schweizer Alpenraum aussergewöhnlichen Vorkommens von Alabandin und manganreichen Silikaten findet sich in ABRECHT (1989).

Gold

Im Rueras-Gneiskomplex der Tavetsch-Decke erwähnt NIGGLI (1944, S. 169) kleinste Flitterchen von Gold in einem Quarzgang wenige Meter unterhalb des Wegs von Sedrun nach Cavorgia, etwa 170 m vor der Brücke über den Vorderrhein (Koord. 2702.620/1170.360).

Wolfram

Scheelit (Tungstein) ist ein Wolframat und gehört der Mineralklasse der Sulfate an. Er zählt zu den eher seltenen Mineralen alpiner Kluftparagenesen. Die Fundstellen von Scheelit befinden sich im Hinteretzli (SCHMIDT 1895, WEBER 1948) sowie in den Flanken der Bergkette Schattig Wichel / Piz Giuv – Giuvstöckli (WEIBEL 1964, 1987, STALDER & WENGER 1988) und liegen mehrheitlich im Intrusivkörper des Giuv-Syenits.

Uran und Thorium

Seit den 1950er-Jahren wurden in der Schweiz systematisch Rohstoffe für den Betrieb von Kernkraftwerken gesucht. Im Rahmen dieser Untersuchungen stellte sich heraus, dass der Giuv-Syenit mit 22 ppm Uran und 66 ppm Thorium zu den radioaktivsten Gesteinen der Schweiz gehört (LABHART & RYBACH 1971). Im Allgemeinen ist eine zonare Verteilung der Radioaktivität feststellbar, wobei entlang des südöstlichen und nordwestlichen Rands und im östlichen Teil des Intrusiv-

körpers die höchsten Konzentrationen auftreten. Uran und Thorium ist hauptsächlich in den Mineralen Zirkon, Titanit, Epidot/Allanit und Apatit enthalten. Für eine wirtschaftliche Ausbeutung waren die Uran- und Thoriumgehalte allerdings viel zu gering.

Anthrazit

Beim Bristenstäfeli (Koord. 2695.320/1179.400) befindet sich in den spät- bis postvariszischen Metasedimenten und Vulkaniten der Intschi-Formation ein bis Im mächtiges Flöz eines stark graphitischen Anthrazits (Fig. 25 S. 69; ALB. HEIM 1878 S. 49, WEHRLI 1925 S. 141 ff.).

Asbest

Während des Ersten Weltkriegs wurden in der ganzen Schweiz Vorkommen von Asbest auf ihre Qualität und Abbauwürdigkeit hin untersucht. Auf dem vorderen Etzliboden, im Sellenentobel und beim Gemsplangenstöckli in der Nordflanke des Bristen haben die Schweizerischen Eternitwerke AG in den Jahren 1918 und 1919 nach Amphibolasbest gesucht (FEHLMANN 1919). Wegen der zu geringen Qualität des Asbests erfolgte allerdings kein Abbau.

Zerrkluftminerale

Zerrklüfte sind in den Alpen sehr heterogen verteilt; im östlichen Aar-Massiv und insbesondere im Gebiet von Atlasblatt Amsteg sind sie sehr zahlreich und praktisch vom gesamten Kartengebiet sind Funde bekannt. Der überwiegende Teil stammt jedoch von südlich der Basisüberschiebung der abgesicherten Windgällenfalte gelegenen Gebieten. Der Südhang des Maderanertals mit seinen Seitentälern – besonders das Lungental, das Griesserental, das Staldental und das Chästal – sowie das Tavetsch mit den nördlichen Seitentälern Val Giuv und Val Strem gehören zu den bedeutendsten Fundstellen von Klufftmineralen der Schweizer Alpen; des Weiteren sind die Reusschlucht bei Intschi («Intschi-Tobel»), das Fellital und das Etzli im Einzugsgebiet der Reuss, das Gebiet des Hauptkamms vom Piz Tiarms über den Piz Giuv und den Chrüzlistock bis ins Val Cavardiras, sowie das Val Val und das Druntobel im Vorderrheingebiet hervorzuheben. Auch im Gebiet der Tavetsch-Decke gibt es zahlreiche Fundstellen. Die Verteilung der oberflächlichen Fundstellen wie auch die Aufnahme von Zerrklüften in den verschiedenen Untertagebauten im Kartengebiet zeigen, dass sie oft zonenweise gehäuft auftreten.

Ausführliche Beschreibungen von Fundgebieten und ihren Paragenesen finden sich in NIGGLI et al. (1940), PARKER (1954, 1973), STALDER & SICHER (1978), SICHER (1980), WEIBEL et al. (1990) und STALDER et al. (1998). Die Funde aus den Stollen des Kraftwerks Amsteg und aus dem Gotthard-Basistunnel wurden von AMACHER (2011) und AMACHER & SCHÜPBACH (2011) dokumentiert. Eine sehr anschauliche, regionale Darstellung der Kluftmineralvorkommen und ihrer Bildung findet sich in AMACHER & GNOS (2011).

Generell ist zu erwähnen, dass sich die Kluftvorkommen zwischen dem Maderanertal und dem Tavetsch – im Gegensatz zu den Funden westlich der Reuss – weniger durch ihre Dimension als vielmehr durch die ungewöhnlichen Mineralparagenesen und die schöne Entwicklung der einzelnen Minerale auszeichnet. Das bekannteste und meistgesammelte Kluftmineral ist Quarz, der in sehr unterschiedlichen Erscheinungsformen wie Rauchquarz, Doppelender, Gwindel, Faden- und Phantomquarz oder korrodiertem Quarz auftritt. Erwähnenswert ist der dunkelbraune Rauchquarz (Morion) des Val Giuv, dessen dunkle Färbung auf die von Uran und Thorium ausgehende Radioaktivität des Giuv-Senits zurückzuführen ist. Zu den bemerkenswertesten Mineralen im Kartengebiet gehören Brookit, Anatas, Ilmenit- und Eisenrosen, Zeolithe und Milarit.

Entsprechend dem variablen Chemismus der im Kartengebiet auftretenden Gesteinen sind unterschiedliche Kluftmineralparagenesen zu finden. In den früh- bis postvariszischen Graniten und Gesteinen ähnlicher chemischer Zusammensetzung kommen neben Quarz oft Hämatit, Adular, Fluorit und Kalzit vor. In den prävariszischen Gneisen sind neben Quarz Titanoxide wie Rutil, Anatas und Brookit häufig. In den Amphibolit- und Syenitvorkommen stellen neben Quarz und Adular vor allem Titanit, Amiant und Epidot wichtige Kluftminerale dar (u.a. PARKER 1973).

Die in den alpinen Zerrklüften vorkommenden Kluftminerale sind heute vor allem bei Sammlern begehrt. Wie archäologische Funde und Grabungen gezeigt haben, wurden Kluftminerale früher zur Herstellung von Werkzeugen genutzt. Vor allem Quarz fand als Rohstoff Verwendung. Eine archäologisch belegte Fundstelle befindet sich an der Fuorcla da Strem Sut (S. 179, REITMAIER et al. 2016). Bei Ausgrabungen bei der Burgruine Zwing Uri ob Amsteg sind in einer mittelalterlichen Siedlungsschicht des 12. bis 14. Jahrhunderts über 10 kg Bergkristalle gefunden worden (MEYER 1986a). Es handelt sich dabei um wenig schöne, oft beschädigte, zerschlagene oder fragmentierte Exemplare. Es dürfte sich hierbei um Ausschussmaterial handeln, welches vor dem Abtransport zur Weiterverarbeitung aussortiert wurde. Dieser Fund ist insofern bemerkenswert, da er belegt, dass bereits im Hochmittelalter das mineralreiche Maderanertal nach Kristallen abgesehen worden ist. Schriftliche Berichte über Kristalle und Kristallsucher (Strahler) gibt es in der Schweiz seit dem 16. Jahrhundert. Mit der Eröffnung der Gotthardbahn Ende des 19. Jahrhunderts brach für den Handel mit Bergkristallen eine neue Zeit an: Durch Naturwissenschaftler und Sammler aus ganz Europa stieg die Nach-

frage neben Bergkristall vor allem nach seltenen Mineralen stark an. F.N. Ashcroft – als «der Engländer» genannt – dürfte wohl der bekannteste Sammler gewesen sein (AMACHER 1994). Er baute für das Natural History Museum in London eine einmalige Urner Mineralsammlung auf. Eine eindrückliche Schilderung des ökonomisch bedeutsamen Strahlerwesens geben AMACHER (1983) und GNOS (2004) für das Gebiet des Kantons Uri, für das Tavetsch wird auf MEISSEN (1955) und die höchst interessante Biographie von Pater Placidus a Spescha (MÜLLER 1974) verwiesen.

TECHNISCHE GEOLOGIE

Stollen und Tunnel

Gotthard-Basistunnel

Das Trasse des Gotthard-Basistunnels durchquert das Kartengebiet von Nordnordwesten nach Südsüdosten. Etwa 13,5 km des total 57 km langen Tunnels verlaufen durch das Gebiet von Atlasblatt Amsteg. Von den fünf Teilabschnitten, in die der Tunnel während der Bauzeit aus Gründen der Kosten- und Zeitersparnis unterteilt wurde, befindet sich der Abschnitt Amsteg vollständig innerhalb des Kartengebiets; währenddem die nördlich und südlich anschliessenden Abschnitte Erstfeld und Sedrun nur randlich in das Kartengebiet reichen. Im Abschnitt Amsteg wurden neben den beiden Einspurröhren und den verbindenden Querschlägen ein Zugangsstollen sowie ein Kabelstollen zum Kraftwerk Amsteg ausgebrochen. Südlich von Sedrun liegt das Portal des Zugangsstollens innerhalb des Kartengebiets.

In der Clavaniev-Zone und im nördlichen Teil der Tavetsch-Decke hatten die Tunnelbauer die geotechnisch schwierigste Strecke des ganzen Basistunnels zu meistern. Auf einer Strecke von etwa einem Kilometer wurde kakiritisierter und kataklastisch überprägter Gneis und Schiefer durchfahren. Wegen des stark druckhaften Verhaltens des Gebirges in diesem Abschnitt wurde für die Ausbruchsicherung ein kombiniertes Ausweich- und Widerstandsprinzip angewandt. Der im Vollausbruch aufgefahrene Tunnel wurde dabei zunächst mit Stahlbogen und radialen Anker gesichert. Der Stahleinbau liess radiale Deformationen bis zu 70 cm zu. Nach Abklingen der stärksten Deformationen wurde durch das vollständige Einspritzen der Stahlbogen mit Stahlfaserspritzbeton ein ausreichend dimensionierter Ausbauwiderstand erreicht (IG GBS 2015).

Auf dem Abschnitt Amsteg wurden die beiden Einspurröhren maschinell mit Tunnelbohrmaschinen ausgebrochen. Die geotechnisch schwierigsten Abschnitte stellten der nördliche Teil der Intschi-Formation sowie ein Abschnitt im Chrüzlistock-Migmatit dar. Auf die Schwierigkeiten in der Intschi-Formation waren die Tunnelbauer aufgrund der beim Bau der Druckstollen des Kraftwerks Amsteg gewonnenen Erfahrungen vorbereitet. Trotz einer Strecke von etwa 100 m mit druckhaftem Gebirge konnte der kritische Abschnitt ohne ausserordentliche Schwierigkeiten durchfahren werden. Weniger günstig verlief der Vortrieb beim Anfahren von hydrothermal zersetztem Diatexit im Chrüzlistock-Migmatit. Die Maschine der Weströhre gelangte in einen Bereich mit kohäsionslosem Gestein, das in Kombination mit Bergwasserzutritten zur Blockierung des Bohrkopfes führte und einen fünfmonatigen Stillstand der Maschine zur Folge hatte. Das Auftreten von hydrothermal zersetztem Gebirge war nicht unerwartet, die Lage und die Ausdehnung dieses Vorkommens konnten jedoch nicht vorhergesehen werden.

Durch den Bau des Gotthard-Basistunnels konnten die geologischen Kenntnisse über den Untergrund in diesem Gebiet verbessert werden (s. Taf. 1, Profil 2). Auf dem Abschnitt Amsteg wurde zum Beispiel bei der Unterquerung des Madranertals unerwartet der heute als Bristen-Granit bezeichnete Intrusivstock angefahren. In der Clavaniev-Zone wurden Gesteine angetroffen, die erst während des Baus als permokarbonische Metasedimente interpretiert wurden.

Stollen des Kraftwerks Amsteg

Das Kraftwerk Amsteg der Schweizerischen Bundesbahnen wurde in den 1920er-Jahren erbaut; es ist – neben dem Kraftwerk Ritom bei Piotta – eines der beiden grossen Kraftwerke, die die Gotthardbahn mit Strom versorgen. Ein etwa 8 km langer Druckstollen leitet das Wasser vom Ausgleichsbecken Pfaffensprung (Atlasblatt Meiental) zum Wasserschloss oberhalb der Zentrale in Amsteg. Durch einen weiteren etwa 2,5 km langen Zulaufstollen wird das Wasser des Chärstelen- und des Etlzlibachs zum Wasserschloss geleitet. Die geologischen Verhältnisse dieser Stollen wurden von HUGI (1923) beschrieben.

In den 1990er-Jahren wurde ungefähr parallel zum ersten ein zweiter Druckstollen vom Ausgleichsbecken Pfaffensprung zum Wasserschloss ausgebrochen. An grösseren Bauwerken wurden weiter ein Druckschacht, eine Zentralenkaverne sowie ein Unterwasserstollen erstellt. Zu den geologischen und geotechnischen Verhältnissen des neuen Druckstollens existiert ein geologischer Schlussbericht (SCHNEIDER AG, 1997b).

Tunnel der Gotthardautobahn

Die Gotthardautobahn (Autobahn A2) verläuft im Kartengebiet zwischen Amsteg und Wassen durch das enge Urner Reusstal. Wegen der bereits bestehenden Verkehrslinien entlang der Gotthardbahn und der Kantonsstrasse und wegen der Gefährdung durch Naturgefahren war eine freie Linienwahl nicht möglich, so dass das Trasse der Autobahn durch geotechnisch anspruchsvolles Gelände geführt werden musste. Es existieren sechs Tunnel mit Längen zwischen 70 m und 550 m sowie mehrere Lehnviadukte und Brücken. Die geotechnischen Schwierigkeiten bestanden in der oberflächennahen Lage der Tunnel, in den ungünstigen Orientierungen der Trennflächensysteme, in dem verbreitet von Hakenwurf geprägten Gestein (Fig. 54) und in den relativ langen Strecken im Lockergestein. Die geologischen und geotechnischen Verhältnisse wurden von TSCHACHTLI (1970) und SCHINDLER et al. (1972) detailliert beschrieben.



Fig. 54: Grenze zwischen stabilem Fels (F) und Fels mit Hakenwurf (H) im Riedtunnel der Gotthardautobahn (aus SCHINDLER et al. 1972, Fig. 4).

Tunnel der Gotthardbahn

Die Gotthardbahn führt im Gebiet von Atlasblatt Amsteg durch mehrere bis maximal etwa 700 m lange Tunnel. Über die Dokumentation der geologischen Verhältnisse ist nichts bekannt.

Oberalpstrasse

Die Oberalpstrasse quert zwischen Disentis und Sedrun das geotechnisch anspruchsvolle Rutschgebiet von Garmischeras–Arschella–Tscheppa (S. 123), das aus kakiritischen Gesteinen der Clavaniev-Zone und der nördlichen Tavetsch-Decke hervorgeht (BONANOMI et al. 1992). Durch die Anwendung verschiedener Massnahmen wie dem Bau von verankerten Pfahlwänden, der Erstellung von Stützmauern, Lehnbrücken und Brücken, der Ausführung von Drainagebohrungen sowie

einer Wiederaufforstung konnten die früheren, für die Strasse stellenweise problematischen Bewegungsraten im Rutschgebiet deutlich reduziert werden (LUTZ 1994, LARDELLI 1998).

Bohrungen

Im Gebiet von Atlasblatt Amsteg sind über 200 Bohrungen bekannt. Eine grosse Anzahl an Bohrungen wurde im Raum Amsteg und entlang der Gotthardautobahn abgeteuft. Weiter gibt es eine Reihe von Bohrungen im Gebiet von Sedrun und westlich von Disentis. In weiten Teilen des mehrheitlich alpinen bis hochalpinen Kartengebiets sind dagegen keine Bohrungen vorhanden.

Auf der Karte sind nur diejenigen Bohrungen eingetragen, die für das Verständnis des Aufbaus des Untergrunds besonders wertvolle Informationen liefern.

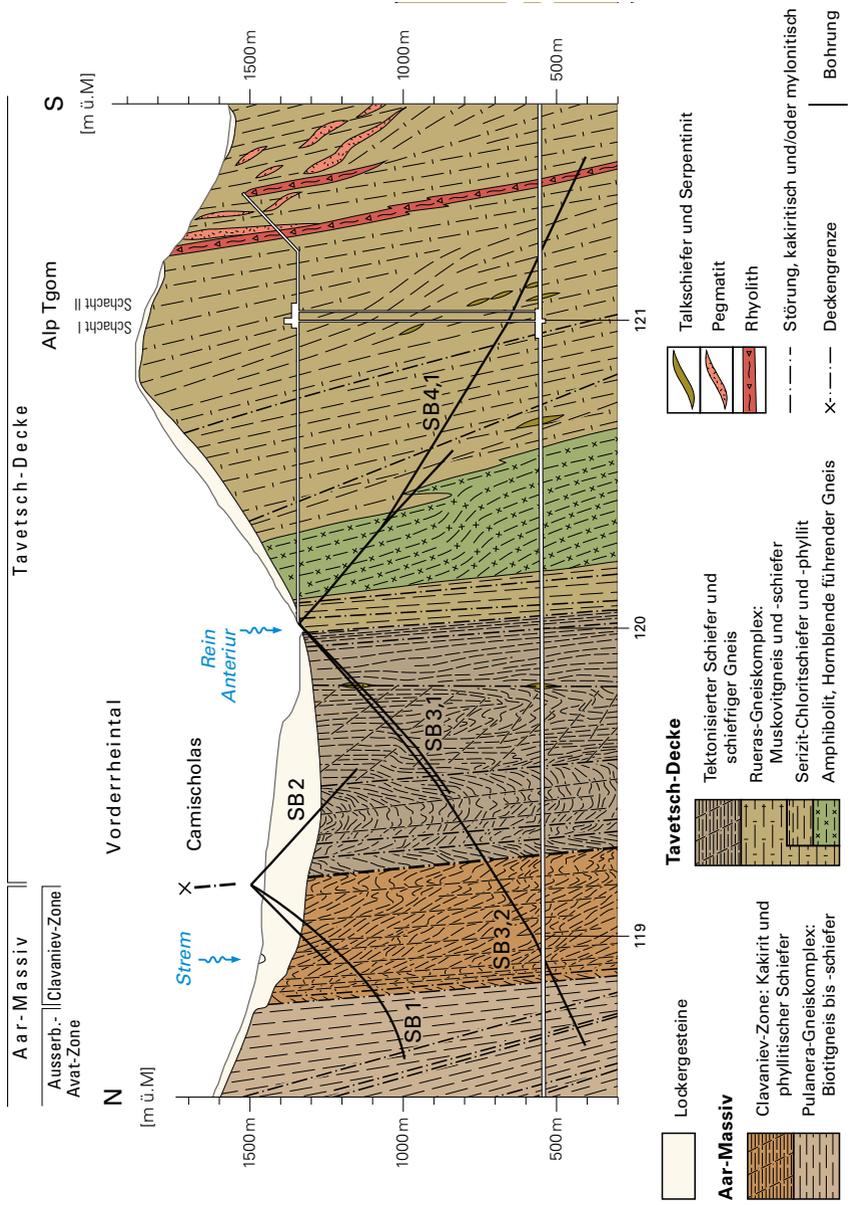
Bohrungen Gotthardautobahn

Der Bau der Gotthardautobahn durch das enge Urner Reusstal zwischen Amsteg und Wassen war wie bereits erwähnt geotechnisch anspruchsvoll (S. 174f.). Für die Projektierung wurden daher zahlreiche Sondierbohrungen ausgeführt.

Bohrungen Gotthard-Basistunnel

In den 1990er-Jahren wurden im Raum Sedrun bei Projektierungsarbeiten für den Gotthard-Basistunnel mehrere Sondierbohrungen zur Erkundung der geologischen und geotechnischen Verhältnisse in der Tavetsch-Decke und in der Grenzzone zum Aar-Massiv abgeteuft. Es handelte sich um bohrtechnisch anspruchsvolle Schrägbohrungen durch oft kakiritisiertes Gestein. Eine Übersicht über die ausgeführten Schrägbohrungen zeigt Figur 55. Die Bohrungen wurden von zwei Bohrplätzen aus durchgeführt, dem Weiler Clavianev nordwestlich von Zarcuns und Plaun dil Lai am Vorderrhein. Die Bohrkerns einiger Bohrungen wurden wissenschaftlich ausgewertet (WYDER 1997).

Fig. 55: Übersicht über die im Raum Sedrun ausgeführten Schrägbohrungen. GBT: Gotthard-Basistunnel, MFS: Multifunktionsstelle, SB1: Sondierbohrung 1 (aus GUNTLI et al. 2016, verändert nach SCHNEIDER AG 1999, Fig. 5).



Weitere Bohrungen

An der Oberalpstrasse zwischen Disentis und Sedrun wurden im Bereich der Rutschmasse Garmischeras–Arschella–Tscheppa in den 1970er- und 1990er-Jahren rund 50 30–50 m tiefe Sondierbohrungen für Projektierungsarbeiten ausgeführt (IG ETHZ 1977, LARDELLI 1998).

Nutzung der Wasserkraft

Für die Nutzung der Wasserkraft zur Stromgewinnung wurden im Kartengebiet zahlreiche Bauten errichtet. Dies sind der aufgestaute Arnisee, die Elektrizitätswerke Arniberg bei Platti (Elektrizitätswerke Altdorf AG), Amsteg (SBB) und Gurtellen westlich von Wiler sowie die zahlreichen kilometerlangen Untertagebauten für die Überleitungs-/Freispiegel- und Druckstollen.

Der Arnisee wurde zwischen 1908 und 1910 mit drei Dämmen aufgestaut. Er dient als Speicher des Wassers aus dem Leitschach- und Intschialpbach. Über einen Druckstollen mit über 850 m Gefälle wird das Wasser zu den Turbinen des Elektrizitätswerks Arniberg der Elektrizitätswerke Altdorf AG geleitet.

Das Elektrizitätswerk Amsteg der SBB ist ein wichtiges Glied in der Reusskaskade. In den drei Stufen Göschenen, Wassen und Amsteg wird das Wasser zur Stromproduktion genutzt. Vom Staubecken Pfaffensprung (Atlasblatt Meiental) wird das Wasser über einen 7,3 km langen Druckstollen zum Wasserschloss oberhalb von Bristen geleitet. Zusätzlich wird Wasser vom Fellibach sowie vom Chärs-telen- und Etzlibach gefasst und ebenfalls zum Wasserschloss geführt. Vom Wasserschloss wird das Wasser mit über 280 m Gefälle ins Elektrizitätswerk Amsteg geleitet und zur Erzeugung elektrischer Energie verwendet.

Das Kraftwerk Gurtellen wurde 1900 in Betrieb genommen. Es nutzt den Gornerbach von der Grueben in der Gorneren (Atlasblatt Meiental) bis zur Eisenbahnbrücke über den Gornerbach bei Gurtellen-Wiler. Die Anlage wurde 1926 erneuert und 1942 ausgebaut. Zwischen 2015 und 2017 wurde das Elektrizitätswerk umfassend ausgebaut und erneuert.

HISTORISCHE OBJEKTE

2013 machte ein Strahler östlich der Fuorcla da Strem Sut am Brunnifirn einen aussergewöhnlichen Fund. In einer durch den Gletscherrückgang freigelegten Zerrkluft auf etwa 2815 m ü.M. lagen Reh- und Hirschgeweihreste sowie Holzfragmente. Mittels ^{14}C -Altersbestimmung konnten die Gegenstände in das frühe 6. Jahrtausend v.Chr., das heisst in spätmesolithische Zeit, datiert werden (REITMAIER et al. 2016). Diese Funde stellen die ältesten Spuren menschlicher Anwesenheit im Kartengebiet dar.

Eine weitere wichtige Fundstelle befindet sich auf dem Flüeli bei Amsteg (Koord. 2694.000/1181.000). Bei Ausgrabungen konnten bronzezeitliche Siedlungsspuren aus der Zeit von 1450 bis 1200 v.Chr. nachgewiesen werden (SCHMID-SIKIMIC 1992, STADLER-PLANZER 1993). Bei den Funden handelt es sich vor allem um Scherben von Keramikgefässen sowie Holzkohlereste. Sie wurden unter einer dünnen Deckschicht auf dem von einer nur geringmächtigen Moränenbedeckung überzogenen und vor Naturgefahren gut geschützten Rundhöcker entdeckt. Bei den erwähnten Ausgrabungen wurden an gleicher Stelle Pfostengruben und Feuerstellen eines Baus gefunden. Datierungen mittels ^{14}C -Altersbestimmung an Holzkohleproben ergaben eisenzeitliche Alter zwischen 700 bis 450 v.Chr.

Eine bei der Fellilücke gefundene römische Münze aus dem dritten Jahrhundert nach Christus belegt, dass dieser Übergang bereits in jener Zeit begangen wurde. Er diente in erster Linie als Umgehungsrouten der Schöllenschlucht (PRIMAS et al. 1992). Der Chrüzlipass wurde ebenfalls als Passübergang genutzt. Er scheint aber nie eine sehr grosse Bedeutung als Verbindungsweg gehabt zu haben, da er bis zum Ende des Mittelalters nie in schriftlichen Aufzeichnungen erwähnt wurde (BAUMANN & FRYBERG 1999). Ein Grund dafür dürften die ausgedehnten Vorkommen von grobblockiger Moräne und von Hangschutt im Chrüzlital gewesen sein, die die Passüberquerung für Vieh und Saumtiere sehr erschwerten.

Nicht weit weg von den frühzeitlichen Fundstellen auf dem Flüeli bei Amsteg befindet sich die Burgruine der Zwing Uri (Koord. ca. 2694.080/1181.080). Die Burg wurde in der ersten Hälfte des 13. Jahrhunderts erbaut und war bis etwa 1350 bewohnt (STADLER 2014).

Das Kloster Disentis wurde im 8. Jahrhundert gegründet. Die Gebiete weiter talaufwärts dürften ebenfalls in dieser Zeit besiedelt worden zu sein. Bei neuen Ausgrabungen im Kloster wurden Spuren einer eisenzeitlichen Besiedlung gefunden (LÜSCHER 2014).

Im Hinter Rieder Wald südlich von Intschi wurden unter einer natürlichen Balm bei Koord. 2692.860/1178.590 Spuren einer Harzbrennerei gefunden (MEYER 1986b). Anhand der gefundenen Geschirrkemik konnte eine kontinuierliche Benützung der Balm vom 11. bis ins 18. Jahrhundert nachgewiesen werden. Die für die Harzgewinnung verwendeten charakteristischen Schüsseln setzen um 1400 ein.

Baumharz war ein wichtiger und vielseitig verwendbarer Rohstoff und wurde unter anderem zum Abdichten von Schiffen, Fässern und Schuhen oder zur Herstellung von Salben verwendet. Das ausgesottene Holz hatte zudem vergleichbare Eigenschaften wie Holzkohle; es dürfte daher während der Blüte des Bergbaus am Birsten und im Maderanertal zwischen dem 15. und dem 18. Jahrhundert als Brennmaterial begehrt gewesen sein.

Im Gebiet des Kantons Graubünden gibt es eine grosse Menge von Schalensteinen. Als Schalensteine werden Steine, in die künstliche Schalenvertiefungen eingearbeitet wurden, bezeichnet. Im Kantonsgebiet sind heute über 400 Exemplare bekannt (RAGETH 2002). Bis auf eine kleine Anzahl in urgeschichtliche Zeit datierter Schalensteine können in der Regel keine klaren Aussagen über das Alter und deren Bedeutung (Kult-, Gebrauchsobjekt) gemacht werden. Schalensteine finden sich im Gebiet von Blatt Amsteg südlich der Bergstation der Luftseilbahn Caischavedra (Koord.2705.280/1173.380) und auf der Alp Caschlè (Koord.2699.760/1172.200).

Gebrannter und gelöscht Kalk war bis ins 20. Jahrhundert das Bindemittel für die Herstellung von Kalkmörtel und Kalkputz. Zur Gewinnung des Branntkalks wurden die rohen Kalksteine in einem Kalkofen ausgeglüht. Überlieferte Reste solcher neuzeitlichen Kalköfen befinden sich bei der Intschialp (Koord. 2690.010/1179.520), nördlich von Fryetal (Koord.2694.880/1181.620), bei Waldiberg (Koord.2695.400/1181.400) und nördlich von Stagiats im Tavetsch (Koord.2707.190/1170.290).

LITERATURVERZEICHNIS

- ABRECHT, J. (1980): Zur Bildung migmatischer Schollenamphibolite aus dem Altkristallin des Aarmassivs. – Geol. Rdsch. 69/3, 695–725.
- (1989): A hydrothermal manganiferous sulfide assemblage in carboniferous volcanic rocks of the central Aar massif (Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69/1, 117–128.
- (1994): Geologic units of the Aar massif and their pre-Alpine rock associations: a critical review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 5–27.
- ABRECHT, J., BIINO, G. G. & SCHALTEGGER, U. (1995): Building the European continent: late Proterozoic – early Palaeozoic accretion in the central Alps of Switzerland. – Terra Abstr. 7, 105.
- ABRECHT, J. & SCHALTEGGER, U. (1988): Aplitic intrusions in the central Aar Massif basement: Geology, petrography and Rb/Sr data. – Eclogae geol. Helv. 81/1, 277–239.
- AMACHER, P. (1983): Strahler, Klüfte und Kristalle. – GEO-Uri GmbH, Amsteg.
- (1994): Der Engländer F.N. Ashcroft und die Urner Strahler. – GEO-Uri GmbH, Amsteg.
- (2011): Die Mineralienaufsicht im NEAT-Stollen zwischen Erstfeld und der Bündnergrenze. – Mineralienfreund 2011/4, 84–88.
- AMACHER, P. & GNOS, E. (2011): Kluftminerlien. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNEN, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.): Geologie von Uri (S.135–152). – Ber. natf. Ges. Uri 24.
- AMACHER, P. & SCHÜPBACH, T. (2011): NEAT-Mineralien, Kristall-Schätze tief im Berg. – GEO-Uri GmbH, Amsteg.
- AMANN, F. (2005): Großhangbewegung Cuolm da Vi (Graubünden, Schweiz), Geologisch-geotechnische Befunde und numerische Untersuchungen zur Klärung des Phänomens. – Diss. Friedrich-Alexander-Univ. Erlangen-Nürnberg.
- AMANN, F., DONATSCH, G. & BONANOMI, Y. (2006): Kinematik und Bewegungsmechanismus der tiefgründigen Instabilität Cuolm da Vi (Graubünden, Schweiz). – Bull. angew. Geol. 11/2, 117–131.
- AMBÜHL, E., HUBER, H. M., NIGGLI, E., HUBER, W., NIGGLI, M. & FLÜCK, W. (2008): Blatt 1232 Oberalp pass. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 126.
- ANGEHRN AG [Büro für Hydrogeologie Dr. Peter P. Angehrn AG] (1990): Hydrogeologische Grundlagen Urner Reusstal, Abschnitt Amsteg–Urnersee. – Ber. z.H. Amt für Umweltschutz, Kt. Uri.
- BAKER, D. W. (1964): The Windgaellenfold, a restudy of a classical alpine structure. – Diploma thesis ETH Zürich (unpubl.).
- BALLÈVRE, M., MANZOTTI, P. & PIAZ, G. V. DAL (2018): Pre-Alpine (Variscan) inheritance: a key for the location of the future Valaisan Basin (Western Alps). – Tectonics, doi: 10.1002/2017TC004633.
- BAMBAUER, H.-U., HERWEGH, M. & KROLL, H. (2009): Quartz as indicator mineral in the Central Swiss Alps: the quartz recrystallisation isograd in the rock series of the northern Aar Massif. – Swiss J. Geosci. 102/2, 345–351.
- BARONI, C. & OROMBELLI, G. (1996): The Alpine «Iceman» and holocene climatic change. – Quartern. Res. 46/1, 78–83.
- BAUMANN, H. & FRYBERG, S. (1999): Verkehrswege in Uri, Surenen, Chinzig Chulm und Krüzli pass. – Raststättengesellschaft A2 Uri AG.
- BAUMER, A., EGLI, W., FREY, J. D., JUNG, W., RIEMANN, A., UHR, A., VÖGELI, S. & WIEDERKEHR, M. (2013): Blatt 1233 Greina. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 136.

- BEKADDOUR, T. (2009): Les caractéristiques géochimiques et pétrographiques des gneiss migmatiques d'Erstfeld, massif de l'Aar. – Thèse de master Univ. Genève (inédit.).
- BERGER, A., MERCOLLI, I., HERWEGH, M. & GNOS, E. (2017a): Geological map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes. – Geol. spec. Map 1:100 000, map sheet 129.
- (2017b): Geological Map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes. – Geol. spec. Map 1:100 000, explan. Notes 129.
- BIINO, G. G. (1994): The pre Late Ordovician metamorphic evolution of the Gotthard-Tavetsch massifs (Central Alps): from lawsonite to kyanite eclogites to granulite retrogression. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/1, 87–104.
- BLÄTTLER, A. (1967): Der alte Bergbau in Uri. – Gamma, Altdorf.
- BÖHM, CHRISTIAN [1] (1986): Geologie und Petrographie im Gebiet von Val Russein und Val Gliems, Graubünden. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1988): Vulkanoklastite im östlichen Aarmassiv (Val Russein, Graubünden). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 68/3, 501–508.
- BÖHM, CHRISTIAN [2] (1991): Strukturgeologie und Vererzungen des Tavetscher Zwischenmassivs und der Urseren-Garvera-Zone zwischen Lukmanierschlucht und Val Sumvitg. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- BONANOMI, Y.-P. (1989): Geologie, Petrographie und Mineralogie der Region Nalps–Cavradi. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1991): Gotthard-Basistunnel, geologische Voruntersuchungen 1990, Disentiser-Zone, Tavetscher Zwischenmassiv, Urseren-Garvera-Zone. – Ber. Nr. 425 n, Dr. T. R. Schneider AG z.H. AlpTransit Gotthard AG, 28. 2. 1991 (unpubl.).
- BONNARD, C. & ROJAS FUENTES, R. A. (2002): Sedrun landslide – Eastern Switzerland. IMIRILAND – Impact of larges landslides in the mountain environment: identification and mitigation of risk. – Report D2-WP1.
- BOTH, T. (1999): Geologie und Geotechnik im Gebiet des Etlzitals. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- 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, 1:1000 000. – Commission for the Geological Map of the World.
- BRÜCKNER, W. (1943): Tektonik des oberen Schächentals. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 80.
- BRÜCKNER, W. & NIGGLI, E. (1954): Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli bei Erstfeld, in die Urserenmulde vom Rhonegletscher bis Andermatt und ins westliche Tavetscher Zwischenmassiv. – Eclogae geol. Helv. 47/2, 383–401.
- BRÜCKNER, W. & ZBINDEN, P. (1987): Blatt 1192 Schächental. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 83.
- BUCHER, K. & SEELIG, U. (2018): Bristen granite: a highly differentiated, fluorite-bearing A-type granite from the Aar massif, Central Alps, Switzerland. – Swiss J. Geosci. 111/1–2, 317–340.
- BÜCHI, U. P. (1976): Bericht zur Sondierkampagne Männigwald (Gurtellen UR). – Ber. Nr. 652 z.H. Konsortium Untertagespeicher, Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 27896 (unpubl.).
- BURKHARD, M. (1988): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). – Eclogae geol. Helv. 81/1, 63–114.
- CHALLANDES, N., MARQUER, D. & VILLA, I. M. (2008): P-T-t modelling, fluid circulation, and ³⁹Ar-⁴⁰Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). – Swiss J. Geosci. 101, Suppl. 1, 269–288.

- CLARK, P. U., DYKE, A. S., SHAKUN, J. D., CARLSON, A. E., CLARK, J., WOHLFARTH, B., MITROVICA, J. X., HOSTETLER, S. W. & MCCABE, A. M. (2009): The last glacial maximum. – *Science* 325, 710–713.
- DECARLIS, A., DALLAGIOVANNA, G., LUALDI, A., MAINO, M. & SENO, S. (2013): Stratigraphic evolution in the Ligurian Alps between Variscan heritages and the Alpine Tethys opening: a review. – *Earth-Sci. Rev.* 125, 43–68.
- ECKARDT, P. M. (1957): Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen. – Diss. Univ. Zürich.
- (1966): Gutachten über die weiteren Abbaumöglichkeiten im Steinbruch Gütli, Gurtnehlen. – Arch. Kellerhals+Haefeli AG, Stans (unpubl.).
- ECKARDT, P. M., FUNK, H. & LABHART, T. (1983): Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. – *Vermess. Photogramm. Kulturtechn.* 8/1/2, 43–56.
- ESCHER, B. G. (1911): Über die prätriassische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). – Diss. ETH Zürich.
- EUGSTER, H. P. (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiet des Val Russein (Aarmassiv-Ostende). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 3/1/1, 1–131.
- FEHLMANN, H. (1919): Der schweizerische Bergbau während des ersten Weltkrieges. – Schweiz. Volkswirtschaftsdep. Kümmerli & Frey, Bern.
- 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. (1968a): A study of Upper Paleozoic sedimentary rocks and volcanics in the northern part of the eastern Aar Massif. – *Eclogae geol. Helv.* 61/1, 49–140.
- (1968b): The pre-Westphalian (Hercynian) metamorphism and structures of the Tödi area (Aar Massif). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 48/3, 667–694.
- FREI, B. (1999): Geologie, Hydrogeologie und Geotechnik im Gebiet der Alp Caschlè, Sedrun (GR). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- FREI, B. & LÖW, S. (2001): Struktur und Hydraulik der Störzonen im südlichen Aar-Massiv bei Sedrun. – *Eclogae geol. Helv.* 94/1, 13–28.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the geotransverse Basel–Chaisso – a review. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 527–546.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): Metamorphic map of the Alps, 1:500 000. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1.
- FUNK, H., LABHART, T., MILNES, A. G., PFIFFNER, O. A., SCHALTEGGER, W., SCHINDLER, C., SCHMID, S. M. & TRÜMPY, R. (1983): Bericht über die Jubiläumsexkursion «Mechanismus der Gebirgsbildung» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das ost- und zentralschweizerische Helvetikum und in das nördliche Aarmassiv vom 12. bis 17. September 1982. – *Eclogae geol. Helv.* 76/1, 91–123.
- GLOTZBACH, C., REINECKER, T., DANIŠÍK, M., RAHN, M., FRISCH, W. & SPIEGEL, C. (2010): Thermal history of the central Gotthard and Aar Massifs, European Alps: evidence for steady state, long-term exhumation. – *J. geophys. Res.* 115/F3, F03017 [doi:10.1029/2009JF001304].
- GNOS, E. (1988): Geologie und Petrographie im westlichen Brunnital (Maderanertal, Kanton Uri). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- GNOS, E., JANOTS, E. & BERGER, A. (2013): Wenn ein kleines Mineral gross rauskommt: Kluff-Monazit. – *Schweizer Strahler* 2, 2–9.
- GNOS, X. (2004): Aus dem Strahlerleben. – *Gamma*, Altdorf.

- GRAF, H. R., BITTERLI-DREHER, P., BURGER, H., BITTERLI, T., DIEBOLD, P. & NAEF, H. (2006): Blatt 1070 Baden (mit Beiträgen von R. SCHÜRCH). – Geol. Atlas Schweiz, Karte 120.
- GUNTLI, P. & BERCHTOLD, P. (1999): Geologisch-geotechnische Verhältnisse im Zugangsstollen Sedrun (Tavetscher Zwischenmassiv). – In: Löw, S. & Wyss, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S. 129–137). – Tagbd. Symp. Geologie AlpTransit, Zürich (15.–17. Februar 1999). Balkema, Rotterdam.
- GUNTLI, P., KELLER, F., LUCCHINI, R. & RUST, S. (2016): Gotthard-Basistunnel: Geologie, Geotechnik, Hydrogeologie – zusammenfassender Schlussbericht. – Ber. Landesgeol. 7.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock-glaciers. – Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Hydrol. Glaziol. Zürich 77, 142.
- HANSEN, A. (1999): Junge Verwerfungen am Südrand des Aar-Massivs: eine Untersuchung im Gebiet «Stöckli-Grossboden-Lutersee» oberhalb des Oberalptals. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter, Bd. 2. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott, Thun.
- HANTKE, R. & BRÜCKNER, W. (2011): Blatt 1192 Schächental (mit Beiträgen von R. OBERHÄNSLI, F. SCHENKER, P. HALDIMANN und G. SCHREURS). – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 83.
- HEIM, ALB. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe (2 Bde.). – Benno Schwabe, Basel.
- (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – Beitr. geol. Karte Schweiz 25.
- (1921): Geologie der Schweiz (Bd. 2). – Tauchnitz, Leipzig.
- HEIM, ARN. (1918): Über den Talkbergbau von Disentis in Graubünden. – Z. prakt. Geol. 26/1, 2–11.
- HERWEGH, M. & PFIFFNER, O. A. (2005): Tectono-metamorphic evolution of a nappe stack: A case study of the Swiss Alps. – Tectonophysics 404/1–2, 55–76.
- HIRSCHI, H. (1920): Radioaktivität einiger Schweizergesteine. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 65, 209–247.
- (1924): Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 4/1, 64–88.
- (1925): Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 5/1, 173–180.
- (1927): Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 7/1, 98–114.
- HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 28/2, 556–642.
- HUGI, E. (1921): Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. – Eclogae geol. Helv. 16/4, 464–482.
- (1923): Über einige Gesteins- und Mineralvorkommnisse der Wasserstollen des Kraftwerkes Amsteg (Uri). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 3/3–4, 263–297.
- HÜGI, T. (1941): Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 21/1, 1–120.
- HÜGLY, W. (1927a): Petrographisch-geologische Untersuchungen im östlichen Aar-Massiv zwischen Wendenjoch–Wassen–Erstfeld. – Diss. Univ. Bern.
- (1927b): Petrographisch-geologische Untersuchungen im östlichen Aar-Massiv zwischen Wendenjoch–Wassen–Erstfeld. – Jb. phil. Fak. Bern 7, 91–97.
- HUSEN, D. VAN (1997): LGM and Late-glacial fluctuations in the Eastern Alps. – Quatern. Int. 38/39, 109–118.

- HUTTENLOCHER, H. (1936): Zur Mangan-Zinn-Silber-Lagerstätte aus dem Wasserstollen des Amsteger Kraftwerkes. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *16/2*, 406–408.
- (1947): Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. – Mitt. naff. Ges. Bern [N.F.] *4*, 85–116.
- IG ETHZ [Institut für Geotechnik ETHZ] (1977): Oberalpstrasse Disentis, Abschnitt Crestas-Val Bugnei, Baugrund- und Laboruntersuchungen. – Ber. z.H. Tiefbauamt Kt. Graubünden, Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 18126 (unpubl.).
- IG GBS [Ingenieurgesellschaft Gotthard-Basistunnel Süd] (2012): Gotthard-Basistunnel, Teilabschnitt Sedrun, Tavetscher Zwischenmassiv Nord und Clavaniev-Zone: Schlussbericht Geologie, Geotechnik, Hydrogeologie. – Ber. Nr. GR360B-2 revA z.H. AlpTransit Gotthard AG, 23.3.2012 (unpubl.).
- (2015): Gotthard-Basistunnel, Teilabschnitt Sedrun: Schlussbericht Geologie, Geotechnik, Hydrogeologie. – Ber. Nr. GR360B-4 z.H. AlpTransit Gotthard AG, 31.1.2015 (unpubl.).
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – J. Quatern. Sci. *23*, 559–573.
- JÄCKLI, H. (1951): Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix – Rabiuis. – Eclogae geol. Helv. *44/2*, 332–337.
- JÄGER, E., GEISS, J., NIGGLI, E., STRECKEISEN, A., WENK, E. & WÜTHRICH, H. (1961): Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *41/2*, 255–283.
- JANOTS, E., BERGER, A., GNOS, E., WHITEHOUSE, M., LEWIN, E. & PETTKE, T. (2012): Constraints on fluid evolution during metamorphism from U-Th-Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite. – Chem. Geol. *326–327*, 61–71.
- JANOTS, E. & RUBATTO, D. (2014): U-Th-Pb dating of collision in the external Alpine domains (Urseren zone, Switzerland) using low temperature allanite and monazite. – Lithos *184–187*, 155–166.
- JENNI, J.-P. (1970): Über das Pickeringit-Vorkommen von Intschi bei Amsteg (Kt. Uri). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *50/2*, 277–290.
- (1971): Der alte Bergbau am Bristenstock (Kt. Uri). – Urner Mineralienfreund *9/3–4*, 1–40.
- (1973): Die Vorkommen von Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende des Bristenstocks (Kt. UR) als Beispiel schwach metamorph überprägter Vererzungen. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *53*.
- JONGMANS, W.J. (1960): Die Karbonflora der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *108*.
- K+P [Dr. M. Kobel + Partner AG] (2010): Gotthard-Basistunnel, Teilabschnitt Amsteg, Schlussbericht Geologie, Geotechnik, Hydrogeologie. – Ber. Nr. 4343-72 z.H. Alp-Transit Gotthard AG, revid. Fassung 15.7.2010 (unpubl.).
- (2011): Gotthard-Basistunnel, Teilabschnitt Erstfeld, Schlussbericht Geologie, Geotechnik, Hydrogeologie. – Ber. Nr. BTG 4343-81 z.H. AlpTransit Gotthard AG, revid. Fassung 19.8.2011 (unpubl.).
- KAMMER, A. (1989): Alpidische Verformung des aarmassivischen Nordrandes. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *69/1*, 37–53.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2010): Mittel- und spätpleistozäne Stratigraphie und Morphogenese in Schlüsselregionen der Nordschweiz. – Quatern. Sci. J. *59/1–2*, 88–119.
- KEMPF, O. & PFIFFNER, A. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – Basin Res. *16*, 549–567.

- KÖNIGSBERGER, J. (1910): Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aaremassivs von Disentis bis zum Spannort. – Speyer & Kaerner, Freiburg i.B.
- KRAMERS, J.D. (1973): Zur Mineralogie, Entstehung und alpinen Metamorphose der Uranvorkommen bei Trun, Graubünden. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 52.
- KÜPFER, T. (1974): Zur Geologie und Petrographie des nördlichen Val Punteglias. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1977): Mineralogisch-petrographische und geochemische Untersuchung der Syenodiorite und der Ganggesteine im Puntegliasgebiet (GR). – Diss. Univ. Bern.
- LABHART, T. [P.] (1966): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs – Beobachtungen im Druckstollen Trift-Speicherberg (Gadmental) der Kraftwerke Oberhasli AG. – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 803–830.
- (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. Sammlung geologischer Führer 63. – Bornträger, Berlin/Stuttgart.
- (1999): Aarmassiv, Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv: Aufbau und Entstehungsgeschichte. In: Löw, S. & Wyss, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S. 31–43 sowie Karte 1:200 000). – Tagbd. Symp. Geologie AlpTransit, Zürich (15.–17. Februar 1999). Balkema, Rotterdam.
- (2012): Blatt 1231 Urseren. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 133.
- LABHART, T. [P.], GISLER, C., RENNER, F., SCHWIZER, B. & SCHALTEGGER, U. (2015a): Blatt 1211 Meiental, mit Südostteil von Blatt 1191 Engelberg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 146.
- LABHART, T. [P.], SCHWIZER, B., GISLER, C. & RENNER, F. (2015b): Blatt 1211 Meiental, mit Südostteil von Blatt 1191 Engelberg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 146.
- LABHART, T. [P.] & RENNER, F. (2012): Blatt 1231 Urseren. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 133.
- LABHART, T. [P.] & RYBACH, L. (1971): Abundance and distribution of uranium and thorium in the syenite of Piz Giuv (Aar massif, Switzerland). – *Chem. Geol.* 7, 237–251.
- LARDELLI, T. (1998): Rutschungen im Tavetscher Zwischenmassiv, Vorderrheintal (Graubünden). – *Bull. angew. Geol.* 3/1, 137–144.
- LEU, W. & WYSS, R. (1992): Geologische Aufnahmen und Prognoseprofil im Gebiet von Sedrun, Vorderrheintal (AlpTransit/Gotthard-Basistunnel). – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 59/135, 81–92.
- LOTZE, R. (1914): Beiträge zur Geologie des Aarmassivs. Untersuchungen über Erstfelder Gneise und Innertkirchner Granit. – *Z. dtsh. geol. Ges. Abh.* 2/66, 217–301.
- LÜSCHER, G. (2014): Auf und Ab der Jahrhunderte. 1400 Jahre Kloster Disentis. – NZZ am Sonntag, 23. 3. 2014.
- LUSSMANN, L. (1991): Silenen. – Repof AG, Gurtellen.
- LUTZ, A. (1994): Oberalpstrasse, Sanierung Kriechhang Arschella. – Strasse und Verkehr 1994/5, 299–302.
- MAGNY, M. & HAAS, J.N. (2004): A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. – *J. Quatern. Sci.* 19/5, 423–430.
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologie und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – *Phys. Geogr.* 3.
- (1992): Die Gletscher Graubündens. Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und angrenzende Regionen). Teil A: Grundlagen-Analysen-Ergebnisse, Teil B: Verzeichnisse, Datenkataloge, Gletscherkarten. – *Phys. Geogr.* 33.

- MAISCH, M., WIPF, A., DENNELER, B., BATTAGLIA, J. & BENZ, C. (2000): Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. – vdf-Verlag, Zürich.
- MAISSEN, P. F. (1955): Mineralklüfte und Strahler der Surselva. – Universitätsverlag, Freiburg.
- MANSER, M. (2009): The Rhone–Rhine Line, structural observations in the upper Rhine valley. – MSc Thesis ETH Zürich (unpubl.).
- MANZOTTI, P., POUJOL, M. & BALLÈVRE, M. (2015): Detrital zircon geochronology in blueschist facies meta conglomerates from the Western Alps: implications for the late Carboniferous to early Permian palaeogeography. – *Int. J. Earth. Sci.* 104/3, 703–731.
- MERCOLLI, I., BIINO, G. G. & ABRECHT, J. (1994): The lithostratigraphy of the pre-Mesozoic basement of the Gotthard massif: a review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 29–40.
- MEYER, W. (1986a): Bergkristallfunde auf Zwing Uri. – *Minaria helv.* 1986/6a, 10.
– (1986b): Harzbrennereien bei Amsteg–Silenen. – *Minaria helv.* 1986/6a, 14–15.
- MICHALSKI, I. & SOOM, M. (1990): The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, Central Switzerland: fission track ages on zircon and apatite and K-Ar mica ages. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 70/3, 373–387.
- MILNES, A. G. (1974): Structure of the Pennine zone (Central Alps) – new working hypothesis. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 85, 1727–1732.
- MILNES, A. G. & PFIFFNER, O. A. (1977): Structural development of the infrahelvetic complex, eastern Switzerland. – *Ecolgae geol. Helv.* 70/1, 83–95.
- MOCK, S. (2014): Deformation of the sediment–crystalline contact in the northern Aar massif (Innertkirchen, Bernese Oberland). – MSc Thesis Univ. Bern (unpubl.).
- MÜLLER, A. (1867): Weitere Beobachtungen über die krystallinen Gesteine des Maderaner-, Etzli- und Fellithales. – *Verh. natf. Ges. Basel* 4, 559–589.
- MÜLLER, I. (1974): Pater Placidus Spescha 1752–1833. Ein Forscherleben im Rahmen der Zeitgeschichte. – Desertina, Disentis.
- MULLIS, J. (2011): Entstehung alpiner Zerrklüfte und Kluffminerale im Gotthard-Basistunnel, Abschnitt Amsteg–Sedrun und im Zugangs- und Kabelstollen von Amsteg. In: AMACHER, P. & SCHÜPBACH, T. (Hrsg.): NEAT-Mineralien, Kristallschätze tief im Berg (S. 196–229). – GEO-Uri GmbH, Amsteg.
- NIBOUREL, L., BERGER, A., EGLI, D., LUENSCHWANDER, N. K. & HERWEGH, M. (2018): Large vertical displacement of a crystalline massif recorded by Raman thermometry. – *Geology* 46/10, 879–882.
- NIEDERER, J. (1932): Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. – Diss. Univ. Bern.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 14/1–2, 58–301.
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W. & JÄGER, E. (1956): Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz). – *Ecolgae geol. Helv.* 49/2, 469–481.
- 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). – *Ecolgae geol. Helv.* 58/1, 335–368.
- NIGGLI, E., NIGGLI, M. & LÜTZENKIRCHEN, V. (2008): Blatt 1232 Oberalppass. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 126.

- NIGGLI, E. & ZWART, H. J. (1973): Metamorphic map of the Alps, 1:1 000 000. – Subcommission for the cartography of the metamorphic belts of the world. Sheet 17 of the metamorphic map of Europe. Leiden/UNESCO, Paris.
- NIGGLI, P., GRUBENMANN, U. & JEANNET, A. (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 5.
- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. & PARKER, R. L. (1940): Die Mineralien der Schweizeralpen (2 Bd.). – Wepf, Basel.
- NIGGLI, P., QUERVAIN, F. DE & WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 14.
- NIGGLI, P. & STAUB, W. (1914): Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 45/3, 43–77.
- OBERHÄNSLI, R. (1986): Geochemistry of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66/3, 315–342.
- (1987): Mineralogy and Alpine metamorphism of meta-lamprophyres from the Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 67/3, 321–338.
- 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, 1:1 000 000». – Mitt. österr. mineral. Ges. 149.
- OBERHÄNSLI, R., KRÄHENBÜHL, U. & STILLE, P. (1991): Contrasting REE characteristics in meta-lamprophyres from Variscan massifs of the Central Swiss Alps and REE patterns in lamprophyres from Variscan terranes of Western Europe. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 71/1, 53–62.
- OBERHÄNSLI, R., RIESEN, D., GNOS E. & MERCOLLI, I. (1987): Bericht über die Exkursion der SMPM im Brunnital vom 6./7. Oktober 1987. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 67/3, 399–403.
- OBERHÄNSLI, R., SCHENKER, F. & MERCOLLI, I. (1988): Indications of Variscan nappe tectonics in the Aar Massif. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 68/3, 509–520.
- OBERLI, F., MEIER, E. & BIINO, G. G. (1994): Time constraints on the pre-Variscan magmatic/metamorphic evolution of the Gotthard and Tavetsch units derived from single-zircon U-Pb results. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/3, 483–488.
- PARKER, R. (1920): Die Gesteine der Talklagerstätten von Disentis und Surrhein im Bündner Oberland. – Diss. Univ. Zürich.
- (1921): Serpentin und Talk von Disentis-Surrhein. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 1/1–2, 7–43.
- (1954): Die Mineralfunde der Schweiz. – Wepf, Basel.
- (1973): Die Mineralfunde der Schweiz (Neubearbeitung durch STALDER, H. A., QUERVAIN, F. DE, NIGGLI, E. & GRAESER, S.). – Wepf, Basel.
- PAZELLER, G. (1985): Geologie und Mineralogie im Gebiet zwischen Oberalpreuss und Riental. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- PERSAUD, M. (2002): Active tectonics in the Eastern Swiss Alps. – Diss. Univ. Bern.
- PERSAUD, M. & PFIFFNER, O. A. (2004): Active tectonics in the eastern Swiss Alps: postglacial faults, seismicity and surface uplift. – Tectonophysics 385/1–4, 59–84.
- PFEIFER, H. R., BIINO, G. G., MÉNOT, R.-P. & STILLE, P. (1993): Ultramafic rocks in the pre-Mesozoic basement of the central and external Western Alps. In: RAUMER, J. F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): The pre-Mesozoic geology in the Alps (p.119–143). – Springer, Berlin.

- PIFFNER, O. A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Diss. ETH Zürich.
- (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 61–84.
- (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. In: ALLEN, P. A. & HOMEWOOD, P. (Ed.): *Foreland Basins* (p. 219–228). – *Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol.* 8, Blackwell, Oxford.
- (2009): *Geologie der Alpen*. – Haupt, Bern.
- (2011): Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000. – *Geol. Spec. Map, explan. Notes* 128.
- PIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (1997): Deep structure of the Swiss Alps: results of NFP 20. – Birkhäuser, Basel.
- PFLUGSHAUPT, P. (1927): Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. Petrographisch-geologische Untersuchungen im Gebiete des Bristenstockes. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 7/2, 321–378.
- PLEUGER, J., MANCKTELOW, N., ZWINGMANN, H. & MANSER, M. (2012): K-Ar dating of synkinematic clay gouges from Nealpine faults of the Central, Western and Eastern Alps. – *Tectonophysics* 550–553, 1–16.
- PORTER, S. C. & DENTON, G. H. (1967): Chronology of neoglaciation in the North American cordillera. – *Amer. J. Sci.* 265/3, 177–210.
- PRIMAS, M., DELLA CASA, P. & SCHMID-SIKIMIC, B. (1992): Archäologie zwischen Vierwaldstättersee und Gotthard. Siedlungen und Funde der ur- und frühgeschichtlichen Epochen. – *Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie* 12.
- RAGETH, J. (2002): Urgeschichte Graubündens im Überblick. – In: SÖLDER, W. (Hrsg.): *Zeugen der Vergangenheit: Archäologisches aus Tirol und Graubünden* (S. 87–123). – *Tiroler Landesmuseum, Innsbruck*.
- RATH, G. VON (1862): Geognostisch-mineralogische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 14, 369–532.
- RAUMER, J. F. VON, STAMPFLI, G. M., BOREL, G. & BUSSY, F. (2002): Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. – *Int. J. Earth Sci.* 91/1, 35–52.
- REBER, R., AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., TIKHOMIROV, D., BURKHALTER, R., ZAHNO, C., LÜTHOLD, A., KUBIK, P. W., VOCKENHUBER, C. & SCHLÜCHTER, C. (2014): Timing of retreat of the Reuss Glacier (Switzerland) at the end of the Last Glacial Maximum. – *Swiss J. Geosci.* 107/2, 293–307.
- REITMAIER, T., MAUR, C. AUF DER, REITMAIER-NAEF, L., SEIFERT, M. & WALSER, C. (2016): Spätmesolithischer Bergkristallabbau auf 2800 m Höhe nahe der Fuorcla da Strem Sut (Kt. Uri/Graubünden/CH). – *Archäol. Korrespbl.* 46/2, 133–148.
- REGOLINI, G. (2011): *Cartographier les géomorphosites: objectifs, publics et propositions méthodologiques*. – Diss. Univ. Lausanne.
- RENNER, F. (1982): Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologisch Analysen an fossilen Hölzern. – *Phys. Geogr.* 8.
- RENNER, F. & ZGRAGGEN, A. (2011): Auf den Spuren des Reussgletschers von der Eiszeit bis zur Gegenwart. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.): *Geologie von Uri* (S. 97–134). – *Ber. natf. Ges. Uri* 24.
- RIESEN, D. (1991): *Geologie und Petrographie des östlichen Brunnitals (Maderanertal, Kt. Uri)*. – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).

- ROLLAND, Y., COX, S. F. & CORSINI, M. (2009): Constraining deformation stages in brittle–ductile shear zones from combined field mapping and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: the structural evolution of the Grimsel Pass area (Aar Massif, Swiss Alps). – *J. struct. Geol.* *31/11*, 1377–1394.
- SCAPOZZA, C. (2012): Kameterrassen Camischolas (Disentis, Sedrun, GR). – *Geotope der Schweiz* (<https://map.geo.admin.ch>), 26. 9. 2018.
- SCHLATTER, A. (2006): Das neue Landeshöhennetz der Schweiz LHN95. – Diss. ETH Zürich.
- SCHALTEGGER, U. (1984): Geologie und Petrographie der Gneiszone von Erstfeld in der Umgebung des Sustenpasses. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- (1989): Geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen assoziierten Gesteinen zwischen Aare und Reuss. – Diss. Univ. Bern.
 - (1990a): The Central Aar Granite: highly differentiated calc-alkaline magmatism in the Aar Massif (Central Alps, Switzerland). – *Europ. J. Mineral.* *2/2*, 245–259.
 - (1990b): Post-magmatic resetting of Rb-Sr whole rock ages – a study in the Central Aar Granite (Central Alps, Switzerland). – *Geol. Rdsch.* *79/3*, 709–724.
 - (1993): The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unravelled by precise U-Pb zircon dating. – *Contrib. Mineral.* *113/4*, 466–478.
- SCHALTEGGER, U. (1994): Unravelling the pre-Mesozoic history of Aar and Gotthard massifs (Central Alps) by isotopic dating – a review. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *74/1*, 41–51.
- (1997): The age of an Upper Carboniferous/Lower Permian sedimentary basin and its hinterland as constrained by U/Pb dating of volcanic and detrital zircons (Northern Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *77/1*, 101–111.
- SCHALTEGGER, U., ABRECHT, J. & CORFU, F. (2003): An Ordovician orogeny in the Alpine basement: constraints from geochronology and geochemistry (Aar massif, Central Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *83/2*, 183–195.
- SCHALTEGGER, U. & CORFU, F. (1992): The age and source of late Hercynian magmatism in the Central Alps: evidence from precise U-Pb ages and initial Hf isotopes. – *Contrib. Mineral. Petrol.* *111/3*, 329–344.
- (1995): Late Variscan «basin and range» magmatism and tectonics in the Central Alps: Evidence from U-Pb geochronology. – *Geodin. Acta* *8/2*, 82–89.
- SCHALTEGGER, U. & GEBAUER (1999): Pre-alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *79/1*, 79–87.
- SCHALTEGGER, U., GNOS, E., KÜPFER, T. & LABHART, T. P. (1991): Geochemistry and tectonic significance of Late Hercynian potassic and ultrapotassic magmatism in the Aar Massif (Central Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *71/3*, 391–403.
- SCHALTEGGER, U. & QUADT, A. VON (1990): U-Pb zircon dating of the Central Aar Granite (Aar Massif, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *70/3*, 361–371.
- SCHENKER, F. (1986): Spätpaläozoischer saurer Magmatismus und Beckenbildung im Aar-Massiv unter kompressiver Tektonik. – Diss. Univ. Bern.
- (1987): Hinweise für kompressive Tektonik während der Ablagerung von oberpaläozoischen Sedimenten und Vulkaniten im Aar-Massiv. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* *53/124*, 45–57.
- SCHENKER, F. & ABRECHT, J. (1987): Prä-aargranitische, variszische Kontaktmetamorphose und alpidische Regionalmetamorphose im Oberhasli (zentrales Aarmassiv, Schweiz). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* *67/1*, 13–26.
- SCHENKER, F. & SPILLMANN, P. (2011): Bodenschätze und Bergbau. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.): *Geologie von Uri* (p. 153–163). – *Ber. natf. Ges. Uri* *24*.

- SCHINDLER, C., WELTEN, M. & MARKGRAF, V. (1972): Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N2. – *Ecolgae geol. Helv.* 65/2, 391–423.
- SCHLÜCHTER, C. [Kompil.] (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – Bundesamt für Landestopografie, Wabern.
- SCHMID, S. M. (1975): The Glarus overthrust: field evidence and mechanical model. – *Ecolgae geol. Helv.* 68/2, 247–280.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Ecolgae geol. Helv.* 97/1, 93–117.
- SCHMID, S. M., PFIFFNER, O. A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss–Italian Alps. – *Tectonics* 15/5, 1036–1064.
- SCHMID-SIKIMIĆ, B. (1992): Die Siedlung auf dem Flüeli bei Amsteg (UR). In: PRIMAS, M., DELLA CASA, P. & SCHMID-SIKIMIĆ, B. (Hrsg.): Archäologie zwischen Vierwaldstättersee und Gotthard. Siedlungen und Funde der ur- und frühgeschichtlichen Epochen (S. 279–306). – Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie 12.
- SCHMIDT, C. (1886): Geologisch-petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Zentralalpen. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Beilbd.* 4, 388–472.
- (1895): Ein neues Vorkommen von Scheelit in der Schweiz. – *Z. Kristallogr.* 24, 137.
- SCHNEIDER AG [Dr. T. R. Schneider AG] (1973): Steinbruch Gütli, Felssturz vom 21. 10. 1972, Nationalstrasse N2 Abschnitt Amsteg–Göschenen. – Ber. Nr. 323c. z.H. Kantonales Bauamt Uri (unpubl.).
- (1991): Gotthard-Basistunnel, geologische Voruntersuchungen, Strukturanalyse. – Ber. Nr. 425m z.H. AlpTransit Gotthard AG, 31. 2. 1991 (unpubl.).
- (1992a): Ribi Chrützannenwald, geologische Beurteilung der Felssturzgefahr. – Ber. Nr. 455a z.H. Kantonales Bauamt Uri, 30. 4. 1992 (unpubl.).
- (1992b): Gotthard-Basistunnel, Auswertung der Sondierungen Tujetsch. – Ber. Nr. 425ah z.H. AlpTransit Gotthard AG, 31. 7. 1992 (unpubl.).
- (1993a): Gotthard-Basistunnel, Auswertung der Detailkartierungen 1991/92. – Ber. Nr. 425aa z.H. AlpTransit Gotthard AG, 31. 3. 1993 (unpubl.).
- (1993b): Gotthard Basistunnel, Sondierbohrungen Tujetsch, Abklärungen der Lage der Felsoberfläche im Bereich der Tiefbohrung SB3 1992–1993. – Ber. Nr. 425as z.H. AlpTransit Gotthard AG, 31. 3. 1993 (unpubl.).
- (1994): Gotthard-Basistunnel, Auswertung der Sondierung Tujetsch 1993, SB3. – Ber. Nr. 425bj z.H. AlpTransit Gotthard AG, 30. 4. 1994 (unpubl.).
- (1995): Erneuerung KW Amsteg, Baulos 4 Druckstollen, Auswertung der Stollenaufnahmen in der Intschi-Zone. – Ber. Nr. 317t z.H. Kraftwerk Amsteg AG (unpubl.).
- (1997a): Gotthard-Basistunnel, Auswertung der Sondierung SB4.1. – Ber. Nr. 425cr z.H. AlpTransit Gotthard AG, 30. 4. 1997 (unpubl.).
- (1997b): Erneuerung KW Amsteg, Baulos 4 Druckstollen, geologischer Schlussbericht. – Ber. Nr. 317x z.H. Kraftwerk Amsteg AG (unpubl.).
- (1999): AlpTransit, Gotthard-Basistunnel, Auswertung der Sondierung SB3.2. – Ber. Nr. 425dp z.H. AlpTransit Gotthard AG, 30. 4. 1999 (unpubl.).
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): Permian metamorphic event in the Alps. – *Geology* 36/8, 603–606.
- SCHWABE, E. (1957): Aus der Geomorphologie des Maderanertals (Uri). – *Geographica helv.* 12, 245.
- SEELIG, U. (2009): Water–rock interaction in the new Gotthard railway tunnel, Switzerland. – Diss. Univ. Freiburg i. B.

- SICHER, V. (1980): Die Mineralien des Maderanertals. – *Mineralienfreund* 1980/1, 6–26.
- SIGRIST, F. (1947): Beitrag zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerklüftungslagerstätten des östlichen Aarmassivs UR. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 27/1, 39–182.
- SPILLMANN, P. (2011): Der Bau des Gebirges und die Entwicklung der Landschaft des Kantons Uri. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.): *Geologie von Uri* (S. 79–96). – *Ber. natf. Ges. Uri* 24.
- SPILLMANN, P. & FUCHS, M. (2011): Hydrogeologie, Grundwasser und Grundwassernutzung. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.): *Geologie von Uri* (S. 169–178). – *Ber. natf. Ges. Uri* 24.
- SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (2011): *Geologie des Kantons Uri*. – *Ber. natf. Ges. Uri* 24.
- STADLER, H. (2014): Zwing-Uri. – *Historisches Lexikon der Schweiz* (HLS), <http://www.hls-dhs.ch/textes/d/D8797.php> (26. 9. 2018).
- STADLER-PLANZER, H. (1993): *Geschichte des Landes Uri* (Bd. 1). – Uranos, Schattdorf.
- STALDER, H. A. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet BE. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 44/1, 188–398.
- STALDER, H. A. & SICHER, V. (1978): Mineralfundgebiet Amsteg–Meitschlihen–Teiftal. – *Mineralienfreund* 1978/1, 49–100.
- STALDER, H. A., WAGNER, A., GRAESER, S. & STUKER, P. (1998): *Mineralienlexikon der Schweiz*. – Wepf, Basel.
- STALDER, H. A. & WENGER, C. (1988): Scheelit aus dem Aar- und Gotthardmassiv. – *Schweizer Strahler* 8/2, 45–82.
- STAMPFLI, G., RAUMER, J. F. VON & BOREL, G. D. (2002): Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. In: CATALÁN, J. R., HATCHER, R. D., ARENAS, R. & DÍAZ GARCÍA, F. (Ed.): *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement* (p. 263–280). – *Spec. Pap. geol. Soc. Amer.* 364.
- STAPFF, F. M. (1885): Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Kil. 38–149 (Erstfeld–Castione), 10 Blätter 1:25000. – Im Auftrag der Direction der Gotthardbahn, Berlin.
- STAUB, W. (1911): Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 23.
- STECK, A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp–Grisshorn. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 130.
- STECK, A. & BURRI, G. (1971): Chemismus und Paragenesen von Granaten aus Granitgneisen der Grünschiefer- und Amphibolitfazies der Zentralalpen. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 51/2–3, 534–538.
- STUTZ, S. (1989): *Geologie, Petrographie und Mineralogie im Gebiet zwischen Pazolastock und Val Curnera*. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- STUTZ, S., LEU, W., WYSS, R., ZAUGG, A., GRAF, K. & IROUSCHEK, A. (1991): Alpransit Gotthardachse, geologische Vorarbeiten (Disentiser Zone/Tavetsch-Decke/Garvera Zone). – *Ber. Nr. 2407 z.H. Bundesamt für Verkehr*, 28. 2. 1991 (unpubl.).
- TARNUZZER, C. (1918): Talkschiefer und Lavezsteine des Bündner Oberlandes. – *Jber. natf. Ges. Graub.* 58, 1–38.

- TRÜMPY, R. (1999): Die tektonischen Grosseinheiten im Bereich AlpTransit. – In: LÖW, S. & WYSS, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S. 21–29). – Tagbd. Symp. Geologie AlpTransit, Zürich (15.–17. Februar 1999). Balkema, Rotterdam.
- TSCHACHTLI, B. (1970): Baugrund der N2 zwischen Amsteg und Göschenen. – Strasse und Verkehr 1970/3, 111–114.
- USTASZEWSKI, M. E., HAMPEL, A. & PFIFFNER, O. A. (2008): Composite faults in the Swiss Alps by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study. – Swiss J. Geosci. 101/1, 223–235.
- USTASZEWSKI, M. & PFIFFNER, A. O. (2008): Neotectonic faulting, uplift and seismicity in the central and western Swiss Alps. In: SIEGSMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Ed.): Tectonic aspects of the Alpine–Dinaride–Carpathian system (p. 231–249). – Spec. Publ. geol. Soc. London 298.
- VALLA, P. G., BEEK, P. A. VAN DER, SHUSTER, D. L., BRAUN, J., HERMAN, F., TASSAN-GOT, L. & GAUTHERON, C. (2012): Late Neogene exhumation and relief development of the Aar and Aiguilles Rouges massifs (Swiss Alps) from low-temperature thermochronology modeling and $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry. – J. geophys. Res. 117/F1, F01004, doi:10.1029/2011JF002043.
- VALLA, P. G., RAHN, M., SHUSTER, D. L. & BEEK, P. A. VAN DER (2016): Multi-phase late-Neogene exhumation history of the Aar massif, Swiss Central Alps. – Terra Nova 28/6, 383–393.
- VERNON, A. J., BEEK, P. A. VAN DER, SINCLAIR, H. D., PERSANO, C., FOEKEN, J. & STUART, F. M. (2009): Variable late Neogene exhumation of the central European Alps: low-temperature thermochronology from the Aar Massif, Switzerland, and the Lepontine Dome, Italy. – Tectonics 28/5, doi:10.1029/2008TC002387.
- VÖGELI, S. (1988): Geologie und Petrographie des Gebietes Cuolmet da Mustér–Val Pintga da Russein (Surselva, Graubünden). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- VÖGELI, S., GALSTER, F. & WIEDERKEHR, M. (2013): Blatt 1233 Greina. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 136.
- VOLL, G. (1976): Recrystallisation of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological signification. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 641–647.
- WAGNER, G. A., REIMER, G. M. & JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 30, 1–27.
- WEBER, F. (1904): Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung (östl. Aarmassiv) und seine Ganggefölschaft. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 14.
- (1924): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes: Ostende des Aarmassivs und der Wurzelregion der Helvetischen Decken, 1:50 000. – Geol. Spezkarte 100A/B.
- (1948): Scheelit aus dem Syenit vom Schattig Wichel (Fellital, Uri). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 28/1, 90–94.
- WEHRENS, P. (2015): Structural evolution in the Aar Massif (Haslital transect): implications for mid-crustal deformation. – PhD Thesis Univ. Bern.
- WEHRENS, P., BAUMBERGER, R., BERGER, A. & HERWEGH, M. (2017): How is strain localised in a mid-crustal basement section? Spatial distribution of deformation in the Aar massif (Switzerland). – J. struct. Geol. 94, 47–67.
- WEHRLI, L. (1896): Das Dioritgebiet von Schlans bis Disentis im Bündner Oberland. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 6.

- WEHRLI, L. (1925): Das produktive Karbon der Schweizeralpen. I. Teil: Übersicht und Geschichte des Bergbaues von seinen Anfängen bis Mitte 1917 mit besonderer Berücksichtigung der Anthrazite des Wallis. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *II*.
- WENGER, C., STEIGER, R. & BIANCONI, F. (1990): Karte der mineralischen Rohstoffe der Schweiz, 1: 200000, Bl. Tessin–Uri, mit Erläuterungen. – Schweiz. geotech. Komm.
- WEIBEL, M. (1964): Scheelit und Synchysit aus dem Tavetsch. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *44/1*, 133–135.
- (1987): Zwei sensationelle Phenakit- und Scheelitfunde im Tavetsch – Mineralienfreund *1987/4*, 61–64.
- WEIBEL, M., GRAESER, S., OBERHOLZER, W. F., STALDER, H. A. & GABRIEL, W. (1990): Die Mineralien der Schweiz. – Birkhäuser, Basel.
- WINTERHALTER, R. U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *10/1*, 38–116.
- (1951): Der Bergsturz bei Silenen vom 18. 7. 1948. – Die Alpen *1951*, 85–87.
- (1957): Kraftwerk Amsteg II, geologisches Gutachten. – Ber. Nr. 186c z.H. Elektro-Watt AG Zürich, 12. 10. 1957 (unpubl.).
- WINTERHALTER, R. U. & SCHNEIDER, T. R. (1969): Bericht und Antrag über die im Bereich des Steinbruches «Güetli» in Gurtellen zu treffenden Sicherheitsmassnahmen. – Ber. Nr. 288d z.H. Expertenkommission für die Sicherheit der Nationalstrasse im Kanton Uri (unpubl.).
- WYDER, R. (1997): Die Kakirite des Tavetscher Zwischenmassivs aus den NEAT Sondierbohrungen. – Diss. Univ. Basel.
- WYDER, R. & MULLIS, J. (1998a): Fluid impregnation and development of fault breccias in the Tavetsch basement rocks (Sedrun, Central Swiss Alps). – Tectonophysics *294*, 89–107.
- (1998b): Geologische Resultate der NEAT Sondierbohrung SB3 – Tujetsch (Sedrun/GR). – Bull. angew. Geol. *3/2*, 205–228.
- WYDER, R. & RYBACH, L. (1996): Determination of total rock porosity from litho-density log data (example from the NEAT-borehole SB3-Tujetsch). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *76/2*, 277–296.
- WYSS, R. (1985): Die Urseren-Zone zwischen Ulrichen und Oberalp pass und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – Diss. Univ. Bern.
- (1986): Die Urseren-Zone – Lithostratigraphie und Tektonik. – Eclogae geol. Helv. *79/3*, 737–767.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

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

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XIII Interlaken–Sarnen–Stanz, von F. J. KAUFMANN, A. BALTZER & C. MOESCH, 1887.

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. 83 Schächental (LK 1192), von W. BRÜCKNER & P. ZBINDEN, 1987.

Nr. 126 Oberalppass (LK 1232), von E. AMBÜHL, H. M. HUBER, E. NIGGLI, W. HUBER, M. NIGGLI & W. FLÜCK, 2008.

Nr. 133 Urseren (LK 1231), von T. LABHART, 2012.

Nr. 136 Greina (LK 1233), von A. BAUMER, W. EGLI, J. D. FEY, W. JUNG, R. RIEMANN, A. UHR, S. VÖGELI & M. WIEDERKEHR, 2013.

Nr. 146 Meiental (LK 1211), von T. LABHART, B. SCHWIZER, C. GISLER & F. RENNER, 2015.

Geologische Spezialkarten

Nr. 6 Geognostische Karte des Sanct Gotthard, 1:50 000, von K. VON FRITSCH, 1873.

Nr. 8 Geologische Kartenskizze der mechanischen Contactzone von krystallinischem- und Kalk-Gebirge zwischen Lauterbrunnen- und Reuss-Thal, 1:50 000, von A. BALTZER, 1880.

Nr. 17 Geologische Karte des Diorit-Gebietes von Disentis bis Brigels, 1:50 000, von L. WEHRLI, 1896.

Nr. 62 Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, 1:50 000, von W. STAUB, 1911.

Nr. 78 Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen, 1:250 000, von R. STAUB, 1916.

Nr. 84 Geologische Karte der Urirotstockgruppe, 1:50 000, von P. ARBENZ, 1918.

Nr. 101 Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv, 1:100 000, von F. WEBER, 1922.

Nr. 102 Petrographische Detailkarte des Gebietes von Punteglias–La Gronda, 1:15 000, von F. WEBER, 1924.

Nr. 110 Geologische Karte der Urserenzone, 1:33 333, von W. FEHR, 1926.

Nr. 128/3 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, Blatt 42 Oberwallis, von O. A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. MANCKTELOW, J. G. RAMSAY & R. ZURBRIGGEN, 2010.

- Nr. 128/4 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, Blatt 37 Brünigpass, von O. A. PFIFFNER, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, J.-W. MENKVELD, J. G. RAMSAY, S. M. SCHMID & R. ZURBRIGGEN, 2010.
- 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.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000

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

Karte der Vorkommen mineralischer Rohstoffe der Schweiz 1:200 000

- Blatt 1 Tessin–Uri, von C. WENGER, R. STEIGER & F. BIANCONI, 1990.

Weitere geologische Karten mit z.T. vereinfachter topografischer Grundlage (Auswahl)

- Am AMBÜHL, E. (1928): Geologische Karte des centralen Gotthardmassivs (Originalkartierung), 1:25 000. Arch. Landesgeol. (unpubl.), swisstopo, Wabern.
- Ar ARNOLD, A. (1979): Geologisch-petrographische Kartenskizzen der Staubecken Curnera und Nalps, ca. 1:13 000. In: Die Gesteine der Region Nalps–Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 138.
- E EUGSTER, H. P. (1951): Petrographische Kartenskizze der Val Russein (Aarmassiv-Ostende), 1:25 000. In: Petrographische Untersuchungen im Gebiet des Val Russein (Aarmassiv-Ostende). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 31/1, 1–131.
- Gi GIORDANO, F. (1873): Carta geologica del S. Gottardo, 1:50 000. In: Esame geologico della catena alpina del San Gottardo che deve essere attraversata dalla grande galleria della ferrovia italo-elvetica. – Mem. Serv. Descr. Carta geol. Ital. 2.
- H HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Kartenskizze des südöstlichen Aarmassiv, 1:25 000. In: Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 28/2, 556–642.
- J JÄCKLI, H. (1957): Aktuogeologische Kartenskizze des Vorderrheintals zwischen Val Milà und Val Clavaniev, 1:50 000. In: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36.
- Je JENNI, J.-P. (1957): Geologische Karte des Gebietes südlich Amsteg, ca. 1:12 500. In: Die Vorkommen von Bleiglanz, Kupferkies und Zinkblende des Bristenstocks (Kt. UR) als Beispiel schwach metamorph überprägter Vererzungen. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 53.
- Kö KÖNIGSBERGER, J. (1910): Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort, 1:50 000. In: Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. – Speyer & Kaerner, Freiburg/Leipzig.
- La LABHART, T., PFIFFNER O. A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLIGFIELD, R., MANCKTELOW, N., MENKVELD, J.-W., RAMSEY, J. G., SCHMID, S. M. & ZURBRIGGEN, R. (2011): Geologische Karte des Kantons Uri, 1:100 000. In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (2011): Geologie des Kantons Uri (Beil. 1). – Ber. natf. Ges. Uri 24.
- Ni NIGGLI, E. (1944): Petrographisch-mineralogische Kartenskizze Disentis–Oberalp, 1:25 000. In: Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 14/1–2, 58–301.

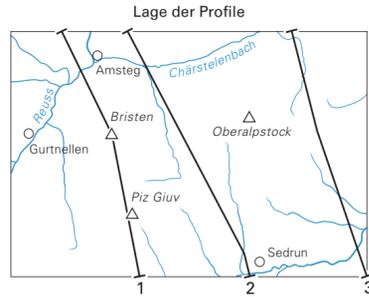
- S SCHMIDT, C. (1886): Geologische Karte der Windgällen-Kette, 1:50000. In: Geologisch-petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Centralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. 1. Teil: Der Porphyre der Windgällen (Taf. 22). – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beilbd. 4.
- Si SIGRIST, F. (1947): Petrographische Kartenskizze des oberen Maderanertales (östliches Aarmassiv), ca. 1:33 000. – In: Beitrag zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrklüftlagerstätten des östlichen Aarmassivs UR. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 27/1, 39–182.
- St STAPFF, F. M. (1885): Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Kil. 38–149 (Erstfeld–Castione), 10 Blätter, 1:25000. – Im Auftrag der Direction der Gotthardbahn, Berlin.
- P PLOEG, P. VAN DER (1954): Geologische Karte der Schlossberg-Spannortgruppe, 1:50000. In: Geologische Beschreibung der Schlossberg-Spannortgruppe. – *Eclodgeol. Helv.* 12/2, 194–245.
- Pf PFLUGSHAUPT, P. (1927): Petrographisch-geologische Kartenskizze des Bristenstocks und seiner Umgebung, 1:50000. In: Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. Petrographisch-geologische Untersuchungen im Gebiete des Bristenstocks. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 7/2, 321–378.
- W WINTERHALTER, R. U. (1930): Geologische Kartenskizze des Gotthard-Massivs. In: Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 10/1.

BEILAGE

Tafel 1 Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Amsteg 1:50 000.

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Amsteg

von
Christian Gisler



Unterhelvetikum

Aar-Massiv

Tektonite

- Clavianev-Zone
- Kakirit, untergeordnet Kataklasit

Ganggesteine

- Aplit, porphyrischer Granit, Pegmatit
- Rhyolith
- Basische Ganggesteine

Spät- bis postvariszische Intrusiva (Haslital-Gruppe)

- Hinterbalm-Granit
- Zentraler Aare-Granit
- Bristen-Granit
- Strem-Granit
- Pardatschas-Granit
- Schollenreiche Fazies
- Grandodiorit, Tonalit bis Quarzdiorit
- Bugnei-Granodiorit
- Rossbodenstock-Diorit

Spät- bis postvariszische Metasedimente und Vulkanite

- Intschi-Formation: Pyroklastit, Tuffit und Epiklastit
- Chlorit-Serizitschiefer bis -phyllit
- Anthrazit führender Ton- und Siltstein
- Tscharren-Formation: Pyroklastit, Tuffit und Epiklastit
- Massiger Mikrogranit
- Rhyolith
- Rinderbiel-Mikrogranit

Mittelvariszische Intrusiva (Fruittstock-Gruppe)

- Brunni-Granit
- Düssi-Diorit
- Russein-Diorit
- idem, stark verschiefert

Frühvariszische Intrusiva (Rötifirn-Gruppe)

- Tödi-Granit
- Bristenstock-Syenit
- Giuv-Syenit
- Basische Magmatite i. Allg.

Prä- bis frühvariszische Metasedimente und Vulkanite (Cavardiras-Gruppe)

- Val-Gliems-Formation: Metapyroklastit, -tuffit und -epiklastit

Prävariszisches Kristallin

- Erstfeld-Gneiskomplex
- Ofenhorn-Stampforn-Gneiskomplex
- Biotit-Chlorit-Serizitgneis und -schiefer idem, mit migmatitischem Schollenamphibolit
- Hornblendegneis und -schiefer
- Marmor
- Migmatitischer Schollenamphibolit
- Serpentin, Talkschiefer und Aktinolithfels
- Chrüzlistock-Migmatit
- idem, mit dioritischen Schollen
- Piz-Cuolmet-Gneiskomplex
- Amphibolit
- Pulanera-Gneiskomplex

- Bruch, Verwerfung, Scherzone
- Überschiebung 1. Ordnung, Deckengrenze

Quartär

- Lockergesteine

Oberhelvetikum

Gotthard-Decke

Autochthone Sedimentgesteine

- Stgir-Formation (unterer Teil)
- Röti- und Quarten-Formation
- Blauschwarzer Serizitphyllit
- Schuppenzone

Urseren-Garvera-Zone

Tavetsch-Decke

Tektonite

- Kakirit, untergeordnet Kataklasit

Prävariszisches Kristallin

- Calmut-Gneiskomplex
- Rueras-Gneiskomplex
- Serizit-Chloritschiefer und -phyllit
- Amphibolit
- Talkschiefer und Serpentin

