

ERLÄUTERUNGEN

zur

GEOLOGISCHEN KARTE VON ITALIEN

Im Maßstab 1:50.000

Blatt 006

ST. LEONHARD IN PASSAIER

Erstellt von:

**S. Zanchetta⁽¹⁾, M. Cucato⁽²⁾, G. Bove⁽²⁾, C. Morelli⁽²⁾, S. Poli⁽³⁾,
A. Zanchi⁽¹⁾**

Mit Beiträgen von:

**V. Mair⁽⁴⁾, N. Malaspina⁽³⁾, U. Obojes⁽⁴⁾, G. Piccin⁽²⁾, M. Stefani⁽²⁾,
S. Tumiatì⁽³⁾, A. Viganò⁽⁵⁾**

(1) Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e della Terra, università degli Studi di Milano-Bicocca

(2) Freiberufler, freier Mitarbeiter der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol

(3) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano

(4) Amt für Geologie und Baustoffprüfung, Autonome Provinz Bozen - Südtirol

(5) Servizio Geologico, Provincia Autonoma di Trento

Ausführende Körperschaft:



Autonome Provinz Bozen
Amt für Geologie und Baustoffprüfung

Direktor ad interim des Geologischen Dienstes von Italien - ISPRA:
M. Siclari

Verantwortlicher des Projekts CARG des Geologischen Dienstes von Italien:
M. Lettieri

Verantwortlicher des Projekts CARG der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol:
V. Mair

GEOLOGISCHER DIENST VON ITALIEN - ISPRA:

Verantwortlicher der Konvention und Projektkoordinator:

D. Berti

Leitung der Herausgabe und der Kartographie:

S. Falcetti

Überprüfung der Informatisierung der geologischen Daten:

L. Battaglini, R. Carta

Administrative Koordinierung:

S. Macchia

Autonome Provinz Bozen-Südtirol - Amt für Geologie und Baustoffprüfung:

Verantwortlicher der Konvention und wissenschaftlicher Koordinator:

V. Mair

Technische und administrative Verwaltung:

C. Morelli

Informatisierung der geologischen Daten:

G. Bove, M. Cucato, C. Morelli, S. Zanchetta

Kartographische Ausarbeitung zum Druck: **InfoCartoGrafica** s.n.c. - Piacenza

Druck: **InfoCartoGrafica** s.n.c. - Piacenza (2023)

INHALT

I	- EINLEITUNG	Seite 7
II	- GEOMORPHOLOGIE	» 13
III	- GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	» 39
IV	- FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN	» 45
1.	- HISTORISCHER ÜBERBLICK	» 45
2.	- STRUKTURELLER BAU UND TEKTONO-METAMORPHE ENTWICKLUNG DES OSTALPINS	» 48
2.1.	- REGIONALER TEKTONISCHER BAU UND DEFORMATION	» 48
2.2.	- TEKTONO-METAMORPHE ENTWICKLUNG	» 53
2.3.	- ALPIDISCHE GEODYNAMISCHE ENTWICKLUNG	» 57
3.	- QUARTÄR	» 60
V	- STRATIGRAPHIE	» 67
1.	- VORBEMERKUNG ZUR METHODIK UND TEKTONO-METAMORPHE EINHEITEN	» 67
2.	- OSTALPIN	» 68
2.1.	- DIE TEKTONO-METAMORPHE ST.-LEONHARD-EINHEIT	» 68
2.1.1.	- <i>Gebänderte Paragneise (OJP)</i>	» 69
2.1.2.	- <i>Glimmerschiefer (OJM)</i>	» 69
2.1.3.	- <i>Quarzite (OJQ)</i>	» 71
2.1.4.	- <i>Orthogneise mit Feldspat-Porphyrroklasten (OJF)</i>	» 71
2.1.5.	- <i>Granitoide Orthogneise (OJO)</i>	» 72
2.1.6.	- <i>Mylonite der Jaufen-Linie (OJJ)</i>	» 72
2.2.	- DIE TEKTONO-METAMORPHE TEXEL-EINHEIT	» 74
2.2.1.	- <i>Gebänderte Paragneise (OTP)</i>	» 74
2.2.2.	- <i>Glimmerschiefer (OTM)</i>	» 75
2.2.2.1.	- <i>Quarzreiche Glimmerschiefer (OTM_a)</i>	» 77
2.2.3.	- <i>Quarzite (OTQ)</i>	» 77
2.2.4.	- <i>Granitoide Orthogneise (OTL)</i>	» 78
2.2.5.	- <i>Amphibolite (OTF)</i>	» 79
2.2.5.1.	- <i>Granat-führende Amphibolite (OTF_a)</i>	» 80
2.2.5.2.	- <i>Biotit-führende Amphibolite (OTF_b)</i>	» 81
2.2.6.	- <i>Granat-führende Amphibolite mit Eklogitresten (OTE)</i>	» 81
2.2.7.	- <i>Kalksilikatmarmore (OTB)</i>	» 82
2.2.8.	- <i>Kalkglimmerschiefer (OTC)</i>	» 84
2.3.	- DIE TEKTONO-METAMORPHE SCHNEEBERGER EINHEIT	» 85
2.3.1.	- <i>Serizitglimmerschiefer (OSR)</i>	» 86
2.3.2.	- <i>Granat-führende Glimmerschiefer (OSF)</i>	» 88

2.3.3.	- Biotitschiefer mit Riesen-Granaten (OSG)	Seite 90
2.3.4.	- Karbonat-führende Glimmerschiefer (OSH)	» 91
2.3.5.	- Quarzite (OSQ)	» 92
2.3.5.1.	- Granat-führende Quarzite (OSQ_a)	» 92
2.3.6.	- Amphibolite (OSA)	» 92
2.3.6.1.	- Granat-führende Amphibolite (OSA_a)	» 94
2.3.6.2.	- Karbonat-führende Amphibolite (OSA_b)	» 95
2.3.7.	- Hellglimmer-führende Amphibolite (OSX)	» 95
2.3.8.	- Granat- und Amphibol-führende Gneise und Schiefer (OSD)	» 96
2.3.9.	- Amphibol-führende Biotitgneise (OSW)	» 97
2.3.10.	- Kalksilikatmarmore (OSB)	» 98
2.3.11.	- Kalkglimmerschiefer (OSC)	» 100
2.4.	- ÖTZTAL-DECKE	» 100
2.4.1.	- Gebänderte Paragneise (OZP)	» 102
2.4.1.1.	- Feinkörnige Biotitparagneise (OZP_a)	» 104
2.4.2.	- Feldspat-führende Paragneise (OZF)	» 105
2.4.3.	- Granatglimmerschiefer (OZM)	» 106
2.4.4.	- Phyllitische Glimmerschiefer (OZL)	» 107
2.4.5.	- Phyllitische Graphitschiefer (OZH)	» 108
2.4.6.	- Quarzite (OZQ)	» 109
2.4.7.	- Gebänderte heterogene Gneise (OZE)	» 109
2.4.7.1.	- Gneise mit Pseudomorphosen nach Staurolith (OZE_a)	» 112
2.4.8.	- Muskovit-führende leukokrate Orthogneise (OZB)	» 112
2.4.9.	- Amphibolite (OZA)	» 113
2.4.9.1.	- Granat-führende Amphibolite (OZA_a)	» 114
2.4.9.2.	- Amphibol-führende Gneise und Glimmerschiefer (OZA_b)	» 115
2.4.10.	- Amphibolite mit magmatischen Relikten (OZJ)	» 116
2.4.11.	- Pflerscher Metagabbro (OZG)	» 117
2.4.11.1.	- Biotitorthogneise (OZG_a)	» 118
2.4.12.	- Metadiorite und Amphibolite vom Becherhaus (OZU)	» 119
2.4.12.1.	- Gebänderte und massige Amphibolite (OZU_a)	» 119
2.4.13.	- Lagen und Linsen mit Sulfid-Vererzungen (OZZ)	» 120
2.4.14.	- Granat-führende Paragneise und Quarzite (OZC)	» 122
2.4.15.	- Quarzite, Quarzitschiefer und Kalkschiefer (OZV)	» 124
2.4.16.	- Kalk- und Dolomitmarmore (OZW)	» 125
2.4.17.	- Dolomitmarmore (OZD)	» 127
2.5.	- MAGMATISCHE INTRUSIONSKÖRPER	» 127
2.5.1.	- Pegmatite (OGA)	» 127
2.5.2.	- Porphyrische Gänge, teilweise geschiefert (fp)	» 128
3.	- STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN.	» 132
3.1.	- KRITERIEN ZUR STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN.	» 132

3.2.	- STRATIGRAPHISCHE EINHEITEN VOR DEM LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTAND	Seite 134
3.2.1.	- <i>Kaltern-Synthem (CLD)</i>	» 134
3.3.	- STRATIGRAPHISCHE EINHEITEN DES LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTANDES (<i>LAST GLACIAL MAXIMUM</i>)	» 135
3.3.1.	- <i>Garda-Synthem (SGD)</i>	» 138
3.3.1.1.	- <i>Weissbrunn-Alm-Subsynthem (SGD₈)</i>	» 139
3.3.1.2.	- <i>Ridnauntal-Subsynthem (SGD₂₈)</i>	» 145
3.3.1.3.	- <i>Pflerschtal-Subsynthem (SGD₂₇)</i>	» 149
3.3.1.4.	- <i>Gasse-Subsynthem (SGD₂₉)</i>	» 153
3.4.	- ALPINES POSTGLAZIALES SYNTHEM	» 159
3.4.1.	- <i>Allgemeiner Überblick</i>	» 159
3.4.2.	- <i>Holozäne Gletscherentwicklung und Kleine Eiszeit.</i>	» 160
3.4.3.	- <i>Alpines Postglaziales Synthem (PTG): undifferenzierte Ablagerungen</i>	» 163
3.4.3.1.	- <i>Amola-Subsynthem (PTG₁)</i>	» 203
3.4.3.2.	- <i>Post Kleine Eiszeit Einheit (PPU)</i>	» 213
VI	- STRUKTURELLER BAU UND METAMORPHOSE	» 221
1.	- VORBEMERKUNG	» 221
2.	- TEKTONO-METAMORPHE EINHEITEN MIT ALPIDISCHER METAMORPHOSE IN EKLOGITFAZIES BZW. GRANAT-FÜHRENDER AMPHIBOLITFAZIES.	» 223
2.1.	- DIE TEKTONO-METAMORPHE SCHNEEBERGER EINHEIT	» 224
2.2.	- DIE TEKTONO-METAMORPHE TEXEL-EINHEIT.	» 234
3.	- TEKTONO-METAMORPHE EINHEITEN MIT ALPIDISCHER METAMORPHOSE IN AMPHIBOLIT- UND GRÜNSCHIEFER-FAZIES	» 241
3.1.	- ÖTZTAL-DECKE	» 242
3.1.1.	- <i>Das polymetamorphe Grundgebirge</i>	» 243
3.1.2.	- <i>Permo-mesozoische Sedimentabfolge mit alpidischer Metamorphose.</i>	» 255
3.2.	- DIE TEKTONO-METAMORPHE ST. LEONHARD-EINHEIT.	» 262
4.	- TEKTONISCHE LINIEN UND STÖRUNGEN	» 264
4.1.	- JAUFEN-LINIE	» 264
4.2.	- PASSEIERTAL-LINIE	» 269
4.3.	- UNTERGEORDNETE STÖRUNGEN	» 270
VII	- TECHNISCHE UND ANGEWANDTE GEOLOGIE.	» 273
1.	- ANMERKUNGEN ZUR REGIONALEN SEISMIZITÄT UND SEISMOTEKTONIK	» 273
2.	- HANGSTABILITÄT UND MASSENBEWEGUNGEN.	» 275
3.	- TIEFGRÜNDIGE MASSENBEWEGUNGEN	» 280
4.	- HYDROGEOLOGIE	» 289

5.	- GRUBEN, STEINBRÜCHE UND BERGBAU	Seite 291
5.1.	- STEINBRÜCHE UND SCHOTTERGRUBEN	» 292
5.2.	- DAS BERGWERK VON ST. MARTIN AM SCHNEEBERG	» 293
5.2.1.	- <i>Geschichte zum Bergbau am Schneeberg.</i>	» 294
5.2.2.	- <i>Geologie der Lagerstätte und Entstehung der Vererzungen</i> ...	» 296
ABSTRACT		» 299
LEGEND OF GEOLOGICAL MAP		» 307
LITERATURVERZEICHNIS		» 320
KARTOGRAPHIE		» 337

PROGETTO
CARG

I - EINLEITUNG

Das Gebiet des Blattes 006 „St. Leonhard in Passeier“ der Geologischen Karte Italiens im Maßstab 1:50.000 liegt in der Autonomen Provinz Bozen - Südtirol, mit Ausnahme eines knapp 40% großen Abschnittes in der nordwestlichen Ecke des Kartenblattes, der auf österreichischem Staatsgebiet liegt. Verwaltungsmäßig fällt der Südtiroler Blattbereich in die Gemeindegebiete von Brenner/*Brennero*, Moos in Passeier/*Moso in Passiria*, Ratschings/*Racines*, St. Leonhard in Passeier/*San Leonardo in Passiria*, St. Martin in Passeier/*San Martino in Passiria*.

Hydrographisch gesehen umfasst der italienische Blattbereich ausschließlich Gebiete im Einzugsgebiet der Etsch, im Speziellen einen weiten Abschnitt des Untereinzugsgebiets der Passer/*Passirio* oberhalb von St. Martin in Passeier sowie des Untereinzugsgebiets des Eisacks/*Isarco* bzw. seiner rechten Nebenflüsse oberhalb (Pflerscher Bach/*Rio di Fleres*) sowie knapp unterhalb von Sterzing/*Vipiteno* (Ridnauner Bach/*Rio Ridanna*, Ratschinger Bach/*Rio di Racines*, Jaufentaler Bach/*Rio di Giovo*). Die Wasserscheide zwischen den beiden Untereinzugsgebieten, die in etwa gleich große Blattbereiche einnehmen, verläuft grob in der Mitte des Kartenblattes (Abb. 1) und reicht von rund 2100 m bis auf 3354 m (Schwarzwandspitz/*Croda Nera di Malavalle*). Der Jaufenpass/*Passo del Giovo* (2094 m) bildet den niedrigsten Punkt der Wasserscheide.

In geographischer Hinsicht liegt das Kartenblatt in den Östlichen Rätischen Alpen und erstreckt sich über die Stubaier Alpen, die Ötztaler Alpen und die Sarntaler Alpen⁽¹⁾. Die Grenze zwischen den Stubaier Alpen und den anderen

(1) Die Bezeichnung der Berge und Berggruppen erfolgte vorwiegend auf Basis der von S. MARAZZI (2005) vorgeschlagenen Unterteilung „Suddivisione orografica internazionale unificata del Sistema Alpino“ (SOIUSA). Sofern als notwendig erachtet, wurden auch die entsprechenden Bezeichnungen gemäß der „Alpenvereinsinteilung der Ostalpen“ (AVE) angegeben, bzw. jene der italienischen „Partizione delle Alpi“, welche 1924 anlässlich des *IX Congresso Grafico Italiano* ausgearbeitet und 1926 offiziell bestätigt wurden.

beiden Gebirgsgruppen verläuft vom Timmelsjoch/*Passo del Rombo* (2474 m) über das Passeierer Timmelstal/*Valle del Rombo* und das Passeiertal/*Val Passiria* bis nach St. Leonhard in Passeier, von dort dem Waltental/*Valle di Valtina* entlang bis auf eine Höhe von 1345 m bei der Örtlichkeit Auer und in der Folge weiter bis zum Jaufenpass (2094 m).

Im Gebiet der Stubaier Alpen umfasst das Kartenblatt weite Teile der Ridnaun-Gruppe/*Gruppo di Ridanna* sowie das westliche Ende der Tribulaun-Habicht-Gruppe (linke Flanke des Pflerschtals, östlich des Sandesjöchls/*Forcella di Fleres*, 2592 m). Gemäß SOIUSA gehören beide Berggruppen zur Übergruppe der Westlichen Stubaier Alpen/*Alpi Breonie Occidentali*. Im Einzugsgebiet des Eisack umfasst die Ridnaun-Gruppe drei wichtige Täler des Kartenblattes, das Pflerschtal, das Ridnauntal und das Ratschingstal. Letzteres mündet außerhalb des Blattgrenze bei Stange/*Stanga* in das Ridnauntal. Im Südwesten reicht die Ridnaun-Gruppe bis ins Passeiertal, im Südosten bis ins Waltental, einem Passeierer Seitental. Das Passeiertal am Übergang zwischen Stubaier Alpen und Ötztaler Alpen bildet einen wichtigen Zugang zu beiden Gebirgsgruppen und führt bis auf das Timmelsjoch/*Passo del Rombo* (2474 m). Das Kartenblatt umfasst das hintere Passeiertal oberhalb von Moos in P. sowie den mittleren Talabschnitt zwischen Moos in P. und St. Leonhard in P. Das untere Passeiertal, bzw. der Abschnitt zwischen St. Leonhard in P. und Meran, fällt nur im kurzen Abschnitt nördlich von St. Martin in P. in das Blattgebiet. Zu den wichtigsten Seitentälern gehören das Waltental und das Pfelderer Tal/*Valle di Plan*, jeweils am nördlichen Ende des mittleren Passeiertals, sowie das Seeber Tal/*Valle del Lago*, das Passeierer Timmelstal/*Valle del Rombo* und der Taleinschnitt der Timmelsalm/*Valle del Tumulo* im hinteren Passeiertal.

Zu den Ötztaler Alpen gehören die eigentlichen Passeierer Alpen/*Gruppo delle Alpi Passirie s.s.* und die Texelgruppe/*Gruppo di Tessa*, getrennt durch das Pfelderer Tal.

Die Berge in der südöstlichen Ecke des Kartenblattes gehören zu den Sarntaler Alpen und sind Teil der Hirzerguppe/*Gruppo della Punta Cervina*, bzw. dessen nördlichstem Ausläufer ab dem Hochwart/*Guardia Alta* (2746 m) mit Verstadl Spitz/*Monte della Pozza* (2495 m) und Nörderspitz (2106 m).

Das Gebiet im Blattbereich ist Großteils von Hochgebirge gekennzeichnet, wobei etwa 55% des kartierten Gebietes über 2000 m und mehr als 21% über 2500 m liegen. Die höchsten Gipfel befinden sich am Alpenhauptkamm, welcher die Staatsgrenze zu Österreich und gleichzeitig die Wasserscheide mit dem Einzugsgebiet des Inns markiert. Der höchste Gipfel ist der Hintere Seelenkogel/*Cima delle Anime* (3489 m) in der gleichnamigen Berggruppe im Südwesten des Kartenblattes. Weitere Dreitausender bestimmen auch die umliegenden Berggruppen von Liebener Spitz/*Cima della Chiesa* (3389 m), Hoher First/*Monte Principe* (3403 m) und Königskogel/*Monte Re* (3050 m). Darüber hinaus treten zahlreiche Dreitausender in der Berggruppe des Zuckerhütel/*Pan di Zucchero* und am Rücken Schwarzwandspitz/*Croda Nera di Malavalle* (3354 m) - Botzer/*Il Capro* (3251 m) - Schwarzseespitz/*Cima del Lago Nero* (2988 m) auf. In diesem

Gebiet zwischen hinterem Ridnauntal und Timmelsalm/*Alpe del Tumulo*, sowie im Talschuss des Pferschtales gibt es zahlreiche Gletscher, darunter mit dem Übeltalferner/*Vedretta di Malavalle* auch den größten in Südtirol.

In die Pässeirer Alpen reicht noch der nördlichste Teil des Naturparks Texelgruppe. Es handelt sich um den größten Naturpark Südtirols, der mit Beschluss der Landesregierung der Autonomen Provinz Bozen vom 15. März 1976 (Dekret Nr. 15) ausgewiesen wurde. Der Naturpark umschließt neben Texelgruppe und Pässeirer Alpen auch die linke Seite des Pässeirer Timmelstals, welche zur Ridnaun-Gruppe gehört.

Geologisch gesehen treten im Blatt „St. Leonhard in Pässeir“ ostalpine Grundgebirgseinheiten und Sedimentabfolgen (BARGOSS *et alii*, 2011) sowie spätalpine Magmatite auf.

Das geologische Kartenblatt wurde im Rahmen des Projekts CARG-PAB

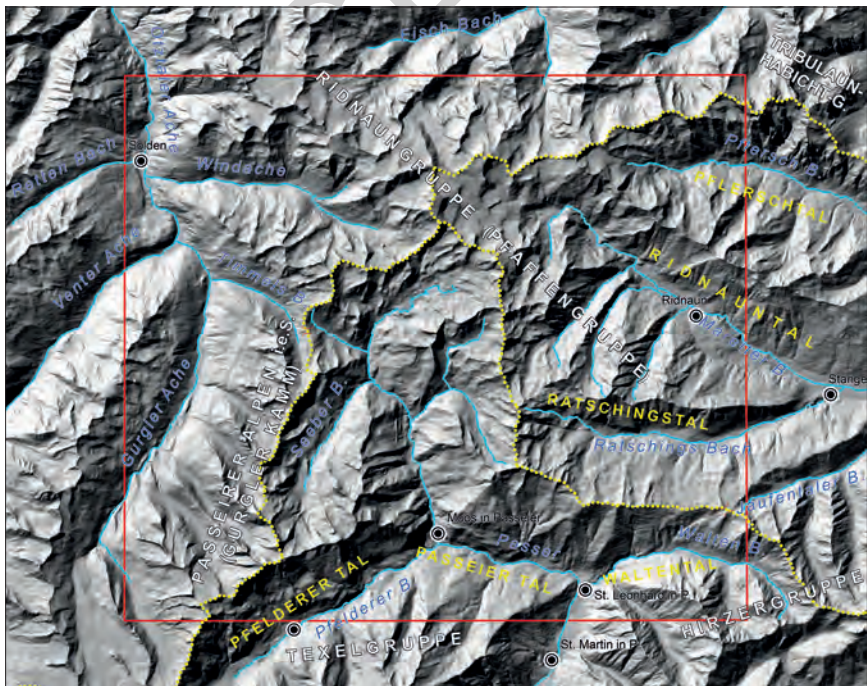


Abb.1 - Digitales Geländemodell des Kartenblattes „St. Leonhard in Pässeir“ (rot umrandet), mit der Lage der im Text beschriebenen orographischen Einheiten. In hellblau sind die wichtigsten Fließgewässer dargestellt, in gelb die Wasserscheide zwischen den Untereinzugsgebieten der Passer (unten) und des Eisacks (rechts, Mitte), bzw. die Grenzen der kleineren Untereinzugsgebiete des Pferscher Baches, Ridnauner Baches, Ratschinger Baches und Jaufentaler Baches. Der gesamte Abschnitt im Nordwesten des Kartenblattes liegt westlich und nördlich des Alpenhauptkammes und fällt in das österreichische Einzugsgebiet des Inns.

erstellt, unter der wissenschaftlichen Koordination von VOLKMAR MAIR und der Kartierungsleitung von MAURIZIO CUCATO (quartäre Bedeckungen), LORENZ KEIM[†] (metamorphe Sedimentabfolgen im Ostalpin), STEFANO POLI (metamorphes Grundgebirge) und ANDREA ZANCHI (Tektonik und Strukturgeologie).

Die geologische Kartierung wurde im Zeitraum 2004-2015 von folgenden Kartierern durchgeführt: C. AMBROSI, G. BOVE, P. CORTINI, M. CUCATO, V. MONTANI, G. PICCIN, G. TOFFOLON und S. ZANCHETTA. Spezifische Fachbeiträge stammen von S. ZANCHETTA, N. MALASPINA, S. TUMIATI, G. BOVE, S. POLI und V. MAIR für die tektono-metamorphe Entwicklung des ostalpinen Grundgebirges, von M.A. BERGOMI für die radiometrischen Altersbestimmungen, von G. BOVE, S. ZANCHETTA und A. ZANCHI für die Strukturgeologie und von V. MAIR für die Geologie der Minerallagerstätten. Weitere Zuarbeiten erfolgten durch G. PICCIN, P. CORTINI und C. AMBROSI. Als topographische Kartierungsgrundlage wurde die Karte des I.G.M. herangezogen und auf den Maßstab 1:10.000 vergrößert, darüber hinaus wurden die 10 m Höhenlinien aus dem digitalen Geländemodell (DTM aus LIDAR-Aufnahmen) der Autonomen Provinz Bozen verwendet. Zusätzlich zur Geländekartierung erfolgte eine Auswertung von Luftbildern, Orthofotos und Hillshades. M. CUCATO hat die quartären Bedeckungen überarbeitet und ihre Übereinstimmung mit den verfügbaren Fernerkundungsdaten überprüft. G. BOVE, M. CUCATO, C. MORELLI und S. ZANCHETTA haben die Vektordaten für die Erstellung der Datenbank im Maßstab 1:25.000 und die Erstellung der Karte im Maßstab 1:50.000 vereinfacht und vereinheitlicht. G. BOVE, C. MORELLI und S. ZANCHETTA haben in Abstimmung mit dem Kartierungsleiter und dem wissenschaftlichen Koordinator die geologischen Profilschnitte und die Übersichtsdarstellungen am Kartenrand ausgearbeitet.

Als Grundlage für die neue geologische Kartierung dienten die vorherigen Ausgaben des geologischen Blattes „Meran“ im Maßstab 1:100.000, sowohl jene von B. SANDER und W. HAMMER aus dem Jahr 1924, als auch jene von B. ZANETTIN aus dem Jahr 1970. Dazwischen liegt noch die geologische Karte von O. SCHMIDEGG im Maßstab 1:75.000 (Blatt Sölden und St. Leonhard, 1932), die im Auftrag der österreichischen Republik unter der Leitung von W. HAMMER erarbeitet wurde.

Die durchgeführten geologischen Untersuchungen haben den regionalen Bau der tektono-metamorphen Einheiten des ostalpinen Grundgebirges sowie die Stratigraphie der quartären Ablagerungen neu definiert.

Die Kartierungskriterien folgten dabei den Richtlinien des Geologischen Dienstes von Italien (ISPRA), die in den sogenannten *Quaderni*, III. Serie erläutert sind.

Die quartären Ablagerungen wurden nach den UBSU-Kriterien (*Unconformity-bounded stratigraphic units*) unterschieden, wobei die in den angrenzenden geologischen Blättern verwendeten Einheiten aufgegriffen wurden, jedoch mit Ergänzungen und Änderungen, die sich aus den neuen stratigraphischen Elementen ergeben, die mit der geologischen Kartierung des Blattes erworben wurden.

Die Gliederung des metamorphen Grundgebirges erfolgte anhand von tektono-metamorphen Einheiten mit jeweils unterschiedlicher Entwicklungsgeschichte, die sich hinsichtlich der Bedingungen und Alter der Metamorphose unterscheiden und voneinander durch mehr oder weniger deutliche Scherzonen getrennt sind. Für jede Einheit wurden die jeweiligen Gesteinstypen, die Deformationsphasen und die entsprechenden Mineralparagenesen bestimmt. Jede Einheit stellt somit einen Gebirgsabschnitt mit einheitlicher Metamorphose- und Deformationsgeschichte dar. Die in der Legende und in den Erläuterungen verwendete Gliederung der tektono-metamorphen Einheiten spiegelt ihre heutige strukturelle Position wider.

Die Unterteilung der tektono-metamorphen und lithologischen Einheiten des ostalpinen Grundgebirges wurde in Übereinstimmung mit dem anliegenden geologischen Blatt 013 „Meran“ (BARGOSSÌ *et alii*, 2010) durchgeführt, wo diese Einheiten zum ersten Mal eingeführt und beschrieben wurden.

PROGETTO

CARG

II - GEOMORPHOLOGIE

(M. Cucato)

Das Gebiet des Blattes „St. Leonhard in Passeier“ kann in folgende orographische Einheiten gegliedert werden: a) das Pflerschtal (*Val di Fleres*); b) das Ridnauntal (*Val Ridanna*); c) das Ratschingstal (*Val di Racines*); d) das untere Passeiertal (*Val Passiria*) und das Waltental (*Valle di Valtina*) mit dem nördlichen Abschnitt der westlichen Sarntaler Alpen (*Monti Sarentini*); e) das mittlere Passeiertal mit dem Pfelderer Tal (*Val di Plan*); f) das hintere Passeiertal mit den wichtigsten Seitentälern (Seeber Tal/*Valle del Lago*, Passeierer Timmelstal/*Valle del Rombo*, Taleinschnitt der Timmelslam/*Alpe del Tumulo*, Taleinschnitt des Schneeberg Baches/*Rio Montenevoso*).

Bevor wir näher auf die orographischen Einheiten eingehen, sei die bedeutende Rolle der geologischen Strukturen bei der Bildung der Täler bzw. des Gewässernetzes hervorgehoben. Ein Blick auf die geologische Karte und insbesondere auf die „Übersicht der Foliationen im metamorphen Grundgebirge“ lässt bereits E-W-gerichtete, südvergente asymmetrische Faltsysteme erkennen. Die wichtigen Taleinschnitte von Pflerschtal, Ridnauntal unterhalb von Maiern/*Masseria*, Ratschingstal und Pfelderer Tal folgen grob dem Verlauf der regionalen Hauptschieferung. Auch die Talform, bzw. der Querschnitt senkrecht zur Talachse spiegeln in den meisten Fällen den Verlauf der Schieferung wider. So entstanden asymmetrische Täler mit einer steileren linken Talflanke, wo die Hauptschieferung gegen den Hang einfällt sowie einer flacheren rechten Talflanke, wo die Schieferung in Hangrichtung einfällt. Auch die Verteilung und Entwicklung der Seitentäler ist asymmetrisch ausgebildet. In der Regel finden sich auf der rechten Seite der Haupttäler eine größere Anzahl sowie stärker ausgebildete Seitentäler mit großen Einzugsgebieten und Fließgewässern, die in der Regel mindestens zweiter Ordnungszahl sind. Auf den orographisch linken

Talseiten hingegen sind die Fließgewässer kürzer und steiler ausgebildet mit vorwiegender Flussordnungszahl gleich eins.

Während der letzten großen Vergletscherung, die im letzten glazialen Hochstand (LGM) ihren Höhepunkt hatte, befand sich der gesamte Blattbereich in der Akkumulationszone des großen Etsch-Gletschers, aus dem nur die höchsten Gipfel über 2300-2500 m Höhe hervorragten. Entsprechend spielt die glaziale Überprägung eine grundlegende Rolle in den landschaftsformenden Prozessen. Die Evidenz für letztere ist vorwiegend aus der Zeit nach dem Hochstand erhalten, vor allem in Form von spätglazialen Moränenapparaten. Diese sind in den inneren Abschnitten der Haupttäler und in den Gletscherkaren erhalten geblieben. Jüngere Formen, die auf die sogenannte Kleine Eiszeit (PEG) zurückzuführen sind, kommen vor allem in den Talschlüssen der Hochtäler in den Westlichen Stubaier Alpen und den Pässeirer Alpen vor. Trotz eines generellen Rückzugs in den letzten Jahrzehnten, sind in diesem Gebiet noch bedeutende Gletscher erhalten geblieben. Die morphologische Entwicklung im Postglazial ist hauptsächlich an gravitative Prozesse, Wildbachtätigkeit und Massenbewegungen gebunden. Davon betroffen sind vor allem die Hangfußbereiche.

Das **Pflerschtal** reicht im hintersten Abschnitt, oberhalb von 1300 m, in das Gebiet des Kartenblattes (Abb. 2 und 3). Es handelt sich um ein asymmetrisch ausgebildetes Tal mit einer steilen, linken Talflanke, welche durch kleine Steilstufen und halbkreisförmige Grabeneinschnitte sowie undeutliche glaziale Becken und Karformen gekennzeichnet ist. Die rechte Talseite ist deutlich flacher und zeigt weite Mulden mit einer stärker ausgeprägten glazialen Morphologie, sowie am östlichen Blattrand auch Trogtäler (Toffrigalm) und Hängetäler (Tal des Allrissbaches/*Rio Alberes*).

Der Talboden ist schmal ausgebildet und vielfach steht der Felsuntergrund an,



Abb. 2 - Übersichtsfoto auf das hintere Pflerschtal von der Grubenalm (1893 m) aus gesehen. Im Hintergrund erkennt man von links den Feuersteinfener flankiert von der Schneespitze (3166 m); in der Bildmitte liegen der Schafkammspitz (3010 m), die Weißwand (3016 m) und der Hohe Zahn (2924 m); rechts im Bild und knapp außerhalb des Kartenblattes liegt der Pflerscher Tribulaun (3097 m). Im Vordergrund, etwa in der linken Bildmitte, ist die Ochsenhütte zu erkennen.



Abb. 3 - Übersichtsfoto auf das hintere Pflerschtal von Norden aus gesehen, aufgenommen vom Wanderweg unterhalb der Weißwand. Man erkennt von rechts nach links den Stubenferner, der sich infolge des Rückzugs im letzten Jahrhundert in zwei Zungen aufteilte, darüber die Schneespitze (3166 m). Dahinter liegt der Feuersteinferner, dessen zwei Alimentationsbecken gut zu erkennen sind. Der Gipfel über dem linken Becken ist der Lorenzenspitz (2924 m). Links davon kann man am Fuß der Felswand die glazialen Ablagerungen der Kleinen Eiszeit des mittlerweile verschwundenen Gwinges-Gletschers ausmachen. In der Bildmitte ist deutlich der Moränenapparat der Kleinen Eiszeit des Feuersteinfernens zu erkennen. (Foto: A. Zanchi)

meist in Form von Rundhöckern mit schluchtartigen Einschnitten des Pflerscher Baches/Rio di Fleres. Der Talschluss zeigt eine halbkreisförmige Morphologie ab der Ochsenhütte auf rund 1800 m Seehöhe. Hier wird der Pflerscher Bach auch von zahlreichen Nebenbächen gespeist (Abb. 2). In diesem Abschnitt ist die glaziale Überprägung am stärksten ausgebildet. Man findet glatt geschliffene oder gestriemte Felsoberflächen, Mulden mit kleinen Seen, Moränen und vereinzelte glaziale Ablagerungen mit nahezu fehlender Vegetation. Im Talschluss finden sich zwei Gletscher, die beide als Kargletscher klassifiziert werden: der Feuersteinferner/Vedretta di Montarso und der Stubenferner/Vedretta della Stua. Hingegen sind die Gwinges-Gletscher nördlich vom Äußeren Hocheck/Monte Alto heute gänzlich verschwunden; es sind allerdings noch zahlreiche Spuren oberhalb von 2400 m erhalten geblieben mit deutlich ausgebildeten Moränenwällen. Das halbkreisförmige, ehemalige Akkumulationsbecken im NE des Bergrückens Äußeres Hocheck (2867 m) - Lorenzenspitz (2924 m) (Monte Alto - Punta Lorenzo) (Abb. 3) ist ebenfalls deutlich zu erkennen. Nördlich des Maurerspitz/Monte Muro (2528 m) besteht ein breites Hängetal mit unregelmäßiger Talsohle und ausgedehnten, geschliffenen Felshügeln sowie im oberen Abschnitt mit unregelmäßig verteilten Verflachungen und kleinen Mulden und Felsstufen. Es besteht eine typische Morphologie eines abgetreppten Talkares mit mehr oder weniger gut entwickelten Geländeformen sowie scharfen Felsgraten an den Talseiten.



Abb. 4 - Übersichtsfoto auf das Hängetal des Sandesbaches (links, wo die Schuttfelder enden), mit der Tribulaunhütte und dem östlichsten Teil des Sandessees. Man beachte den scharfen landschaftlichen Kontrast zwischen der Umgebung der Schutzhütte, mit Rundhöckern und dünnmächtiger glazialer Bedeckung, und dem Gebiet links davon, mit Schutthalden, Kegeln und Felswänden der permo-mesozoischen Bedeckung des Ötztal, die stark an die Dolomitenlandschaft erinnern.

Ein besonderes Landschaftsbild findet sich im gesamten Bereich westlich des Pflerscher Tribulaun/Tribulaun di Fleres. Hier ist ein breites Hängetal ausgebildet, das durch mehrere Felsstufen gegliedert ist und von einer markant eingetieften Gletschermulde gekennzeichnet ist. Die Senke beherbergt den Sandessee/L. Sandes in der Nähe der Tribulaunhütte/Rif. Calciati al Tribulaun (Abb. 4). Im gesamten Gebiet kann man die typischen Gletscherformen (Rundhöcker, Moränenwälle, usw.) ausmachen. Einen starken Kontrast zu diesen sanften Formen bildet der Hangabschnitt zwischen dem Pflerscher Tribulaun und dem Sandesjöchl/Forcella di Fleres. In diesem Gebiet treten Kalk- und Dolomitmarmore auf, die zu den permo-mesozoischen Bedeckungen der Ötztal-Decke gehören. Die steilen Felswände, Türme, scharfen Felsgrate und ausgedehnten Hangschutthalden, unterbrochen durch verschiedenartige Kegelformen, erinnern an die Dolomitenlandschaft (Abb. 4).

Das **Ridnauntal** ist das breiteste Tal im Blattgebiet. Es weist ebenfalls die oben beschriebenen Besonderheiten (Abb. 5, 6 und 7) auf, welche für die meisten Täler im Kartenblatt zutreffen. Es handelt sich um ein ausgeprägt asymmetrisches Tal, mit einer steilen, einigermaßen regelmäßig ausgebildeten linken Flanke ohne bedeutende Seitentäler. Die rechte Talseite ist hingegen offener und weniger steil. Diese Flanke ist unregelmäßig ausgebildet und wird durch 3-4 senkrecht dazu verlaufende, geradlinig ausgerichtete Seitentäler gegliedert. Das hinterste Seitental, das Lazzacher Tal, ist nahezu so lang wie der gesamte mittlere Abschnitt des Ridnauntals. Letzterer entspricht gemäß NANGERONI (1938) dem mittlerem Abschnitt ab der Basis des Ridnauner Bergsturzes taleinwärts bis zum Fuß der Felsstufe unmittelbar hinter dem Bergbaumuseum Ridnaun-Schneeberg.



Abb. 5 - Übersichtsfoto auf den Talboden des mittleren Ridnauntals von der Straße zur Aglsalm aus aufgenommen. Man beachte, dass der Ridnauner Bach zum Großteil verbaut und begradigt wurde. In der Bildmitte bzw. leicht links liegt der Hügel mit der Kirche St. Magdalena; es handelt sich um alte Bergsturzmassen, die einst das Tal versperrten und einen See aufstauten. Im Hintergrund der Grenzkamm zum Eisacktal.

Der Bergsturz von Ridnaun bildet eine gut 250 m hohe Geländestufe aus und unterbricht den regelmäßigen Längsverlauf des Tales. Es handelt sich um Ablagerungen vom Typ *Rock Avalanche*, die sich im Talboden über mehr als 4 km, von Ridnaun bis Mareit, erstrecken. Sie stammen aus der linken Talseite, von einem weiten Abschnitt unterhalb der Seeberalm (siehe Kap. V.3.4.3.1.). Der Bergsturz dürfte sich gegen Ende des Spätglazials ereignet haben und führte zur Verklauung des Tals und in der Folge zur Bildung eines natürlichen Stausees, der bis nach Maiern reichte. Die Bildung der Achenrain-Schlucht durch den Abfluss dieses Sees führte mit fortschreitender Eintiefung zur Erosion der abgelagerten Seesedimente, die terrassenförmig auf dem heutigen Talboden ersichtlich sind. Die Terrasse westlich von Ridnaun (Abb. 5, in der Bildmitte) ist der wichtigste Beleg hierfür. Nördlich davon liegt die Flussebene des Ridnauner Baches, dessen Gerinneverlauf in den 1970er Jahren begradigt wurde.

Der mittlere Abschnitt des Ridnauntals ist parallel zur Hauptschieferung des Felsuntergrundes ausgerichtet, ab Maiern und im oberen Abschnitt verläuft das Tal hingegen schräg dazu. Nachdem die linke Seite dieses Talabschnitts sehr steil ausgebildet ist und eine hohe Reliefenergie (1300 m Höhenunterschied) aufweist, ist diese Flanke über weite Strecken durch gravitative Prozesse gekennzeichnet. Die rechte Talseite ist deutlich stärker ausgeprägt (Abb. 7) und wird von zwei quer zu den geologischen Strukturen ausgerichteten Seitentälern eingeschnitten, das

Valtigel (Valtigl)/*Valle del Rio Vallicola* und das Staudenberg Tal/*Rio degli Arbusti (o Valmizzon)*. Zwischen den beiden Tälern befindet sich eine große, tiefgründige Massenbewegung mit Blick in Richtung Ridnauntal. Ähnliche, aber deutlich weniger ausgeprägte Phänomene treten auch weiter im Osten, am Hang unterhalb des Mareiter Steins/*Sasso di Mareta* (2192 m), auf. Der Mareiter Stein bildet dabei die höchste Erhebung an der Wasserscheide zum Ratschingstal und betrifft die Kalksilikatmarmore der Texel-Einheit. In diesem Gebiet sowie weiter westlich sind Doppelgrate und Zerrspalten erkennbar. Daraus ergibt sich ein starker Kontrast zum darunter liegenden Hang, der aus Glimmerschiefern aufgebaut wird, allen voran ein markanter Neigungswechsel an der lithologischen Grenze.

Am westlichen Ende des mittleren Talabschnitts des Ridnauntals liegt das Lazzacher Tal (Abb. 7). Es handelt sich um ein Längstal (ausgenommen der Talschluss) mit einer linken Flanke, wo die Schieferung gegen den Hang oder schräg dazu einfällt. Die rechte Talflanke zeigt in Hangrichtung einfallende Flächen. Das Tal ist dadurch deutlich asymmetrisch ausgebildet und der linke Hang erscheint rund 2 bis 3 Mal breiter als der rechte. An der rechten Talflanke sind zudem bedeutende Massenbewegungen vorhanden, darunter zwei große, tiefgründige Massenbewegungen, von denen sich eine bis zum Grenzkamm mit dem angrenzenden Staudenbergtal erstreckt. Der obere Talabschnitt ab dem Poschhaus öffnet sich dann hingegen weit; hier erfolgte die Landschaftsprägung hauptsächlich durch Gletscher, mit zahlreichen Senken und Karen, auch in abgetrepter Form und oftmals mit Seen. In diesem Gebiet sind zahlreiche



Abb. 6 - Panoramaaufnahme der rechten Seite des mittleren Ridnauntals vom Weg unterhalb der Telfer Weißen aus gesehen. Im Vordergrund ist die Achenrain-Schlucht zu sehen, in die der Ridnauner Bach in die mächtigen und ausgedehnten Bergsturzablagerungen eingeschnitten hat (siehe Text); der Ablösebereich des Bergsturzes umfasst den Hangbereich im Vordergrund. Oberhalb der Bergsturzmassen (rechts im Bild) ist die lakustrine Terrasse zu erkennen, auf welcher ein Teil des Dorfes Ridnaun liegt. Im Hintergrund sind auf der rechten Bildseite zwei wichtige Seitentäler zu sehen, das Valtigel (links) und das Lazzacher Tal. Fast ganz hinten links sind der Mareiter Stein und der Grenzkamm zum Ratschingstal zu sehen. Im Hintergrund rechts befindet sich ein Teil des hinteren Ridnauntals mit dem Übeltalferner.

Moränenwälle zu erkennen, die den letzten Rückzugsphasen im Spätglazial zuzuordnen sind, sowie Ablagerungen von gravitativen Prozessen und Massentransport, die mit der postglazialen Morphogenese zusammenhängen.

Der hintere Abschnitt des Ridnauntals erscheint stark gegliedert. Er umfasst einen Hauptkorridor zwischen der Einmündung des Moarer Baches/*Rio di Lazzago* und der Sandboden-Ebene, wo von Süden her das Egetental/*Valle dell'Erpice* einmündet, sowie einen breiten Talschluss, welcher den Übeltalferner, den größten Gletscher Südtirols beherbergt. Taleinwärts tritt kurz vor dem Aglsboden/*Piano dell'Accla* eine erste, etwa 300 m hohe Felsstufe auf, die vom Ferner Bach/*Rio Ferner* eingeschnitten ist und mehrere Wasserfälle (Burkartsklamm) und zahlreiche Rundhöcker im oberen Teil aufweist. Der Aglsboden umfasst eine weite alluviale Ebene, an deren Randbereichen abseits der Wildbachtätigkeit ein Sumpfgebiet ausgebildet hat. Die alluviale Ebene liegt in der Mitte einer großen Übertiefungssenke. Eine zweite, rund 400 m hohe Felsstufe trennt den Aglsboden von der ebenfalls weiten, flachen Sandboden-Ebene. Hier ist auf der linken Seite weiter oben am Hang bzw. unterhalb vom Aglsjoch/*Giogo d'Accla* ein wunderschönes Gletscherkar mit dem großen Pfnursee/*L. del Forno* in der Mitte ausgebildet. Die Sandboden-Ebene (Abb. 8), die heute durch glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen gekennzeichnet ist, war bis in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts vom Ebenferner/*Vedretta Piana* bedeckt, einem Ausläufer des Übeltalfernens. Diese Ausdehnung des Ebenfernens ereignete sich im Zuge der Kleinen Eiszeit, heute liegt die Gletscherstirn etwa 2 km weiter talaufwärts und zurück blieb eine Landschaft mit bemerkenswert frischen glazialen Formen, mit neuen Felsstufen, Senken, Karen, Gletscherseen, Moränenwällen usw. Hier kann der gesamte Talschluss als ein ausgedehntes „Talkar“ (CASTIGLIONI, 1930a) betrachtet werden, das in kleinere, manchmal nur undeutlich ausgebildete Unterkare gegliedert ist.



Abb. 7 - Das Lazzacher Tal: Übersichtsfoto auf die rechte Talseite und den größeren Teil des Talschlusses (rechts) vom Weg oberhalb des Poschhauses (Gebäude in der Bildmitte) aus aufgenommen. Rechts im Bild liegt die Poschalm. Im Hintergrund links ist ein Abschnitt der linken Seite des Ridnauntals zu erkennen, der hier von der Wettersspitze (2709 m) überragt wird; in der Mitte die Gletschspitze (2620 m) an der Wasserscheide zum Ratschingstal.



Abb. 8 - Hinteres Ridnauntal: 180°-Panoramablick auf das Gebiet, wo bis in die 1920er Jahre die Stirn des Übeltalferners lag, deutlich zu erkennen an der unterschiedlichen Farbe der Felsen. Im Zentrum liegt die weite Sandboden-Ebene, auf der sich einst der Ebenferner, ein Ausläufer des Übeltalferners erstreckte; heute ist das Gebiet durch glaziale und fluvioglaziale Ablagerungen der Kleinen Eiszeit gekennzeichnet. Im Hintergrund erkennt man von links nach rechts den Ippeleskogel (2366 m), den Talschluss des Egetentals, die Hochgewand (3190 m) und direkt dahinter den Botzer (3251 m).

Das Egeten Tal verläuft grob parallel zur Hauptschieferung. Im oberen Abschnitt wird es in Längsrichtung durch einen Bergkamm, die Mittergwand/*Croda di Mezzo*, in zwei Nebentäler aufgeteilt. Das linke Tal (Obere Senner Egeten) liegt deutlich höher und mündet mit einem steilen, ca. 160 m hohen Geländesprung in das rechte Talsegment (Untere Senner Egeten). In diesem Bereich besteht eine große, längliche Vertiefung im Tal mit dem Trüben See/*L. Torbo*. Oberhalb des Sees zeigt das Tal einen typisch asymmetrischen Querschnitt und einen leicht abgestuften Talboden. Das linke Nebental erscheint hingegen wie ein breites, längliches Becken. Hier finden sich auch zahlreiche Spuren die auf die Kleine Eiszeit zurückgehen, wie z.B. die Moränenwälle beim Hinteren Senner Egeten See/*Lago dell'Erpice di mezzo*. Weitere Formen sind weiter im Westen und Norden vorhanden, wo trotz eines deutlichen Rückgangs noch einige Kargletscher zu finden sind.

Das **Ratschingstal** (Abb. 9 und 10) ist mit einer Länge von 13 km das wichtigste Seitental des Ridnauntals. Der Zusammenfluss liegt in der Örtlichkeit *Stange/Stanga* (außerhalb des Kartenblattes, siehe Abb. 10). Das Ratschingstal ist deutlich asymmetrisch ausgebildet und entspricht einem Hängetal über dem Ridnauntal. Entsprechend ist am Zusammenfluss eine ca. 170 m hohe Felsstufe ausgebildet, die vom Ratschinger Bach tief eingeschnitten wurde (Gilfenklamm, außerhalb des Kartenblattes). In geomorphologischer Hinsicht kann das Ratschingstal in drei Abschnitte unterteilt werden, die von unten nach oben wie folgt gekennzeichnet sind:

a) Das Ratschingstal vom Talausgang bis ca. auf die Höhe von Pichl/*Colle*: Dieser untere Talabschnitt liegt größtenteils außerhalb des Kartenblattes und verläuft sehr regelmäßig und geradlinig in Richtung ENE-WSW. Die linke



Abb. 9 - Das Ratschingstal von der Forststraße unterhalb der Klammalm aus gesehen: man beachte den deutlich asymmetrisch ausgebildeten Querschnitt des Tales.



Abb. 10 - 180°-Panoramaaufnahme des gesamten Ratschingstals vom Saxenle (2191 m) aus gesehen. Im Vordergrund liegt die Äußere Wumbalsalm; im Talboden die Ortschaft Bichl und am Talausgang die Örtlichkeit Stange und im Anschluss der Sterzinger Talkessel. Links im Bild ist der Talschluss zu erkennen, der von Hohe Kreuzspitze (2743 m), Zirneidspitz (2798 m) und den Ratschinger Weißen (2822 m) umrahmt wird.

Talseite zeigt keine eigentlichen Taleinschnitte, sondern wird von zahlreichen Gräben von Lawenstrichen und seltener Murgängen durchzogen. Der Talboden weist eine durchschnittliche Breite von etwa 200-240 m sowie eine Neigung von 3,3 bis 5% (im Mittel 4%) auf. Erwähnenswert ist das Vorkommen einiger Hügelformen südwestlich der Örtlichkeit Gorgeler, die den Talboden um etwa zehn Meter überragen und als oberflächiger Abschnitt eines alten, postglazialen Bergsturzes interpretiert wurden, welcher von den Alluvionen des Ratschinger Baches teilweise eingeschüttet und umgeformt wurde (siehe Kap. V.3.4.3.). Die rechte Talflanke ist durch das Vorhandensein zahlreicher morhpostruktureller Hinweise auf tiefgründige Massenbewegungen (Geländekanten, Nackentälchen,

Zerrspalten) sowie deutlich abgesenkter Hangbereiche gekennzeichnet, etwa oberhalb von Reser oder im oberen Teil des Rederer Grabens.

b) Das Ratschingstal zwischen Pichl/*Colle* und Flading/*Vallettina*: Es handelt sich um den grob E-W-verlaufenden, mittleren Talabschnitt, der im Westen durch eine Felsstufe in den quarzreichen Glimmerschiefern der Texel-Einheit begrenzt wird. Die linke Talseite ist weniger regelmäßig ausgebildet als im unteren Talabschnitt, die Rinnen und Gräben sind breiter und tiefer eingeschnitten und umfassen oftmals steile Täler mit Fächerformen im Bereich der Einmündung in den Hauptbach im Talboden. Alle Ortschaften zwischen Pichl und der Örtlichkeit Seeber liegen auf verschmolzenen Fächern aus Murschutt- und Wildbachablagerungen, welche durch Einträge aus der linken Talseite nach und nach aufgefüllt wurden. Die Kegelformen bedecken nahezu komplett einen alten Bergsturzkörper, welcher einst das Tal abriegelte und anstromig einen kleinen See bildete. Der See ist heute nicht mehr vorhanden, allerdings zeugen die sandigen Ablagerungen im ESE der Larch-Säge von dessen Existenz. Der Ratschinger Bach nahm in der Folge einen neuen Verlauf und erodierte die rechte Talseite. Das Bachbett wurde hier stark eingetieft und schnitt auch in den Felsuntergrund ein (siehe Kap. V.3.4.3.). Auch der Aufbau des Flading-Kegels führte zu einer Verengung des Tales mit Verschiebung des Ratschinger Baches in Richtung Süden. Hier ist der Bachlauf jedoch weniger tief eingeschnitten, und es gibt keine Hinweise auf eine Erosion der rechten Talseite. Die Talsohle zwischen den beiden Kegeln weist eine Neigung von 2,3 bis 4% (im Mittel 3,5%) auf, wobei die Talbreite allmählich bis auf etwa 80 m unmittelbar unterhalb des Flading-Kegels abnimmt. Die rechte Talflanke ist zur Gänze durch die tiefgründige Massenbewegung von Jaufenpass-Ratschings betroffen. Am ganzen Hang finden sich zahlreiche Formen und entsprechende Hinweise, einige davon auch deutlich erkennbar (z.B. bei der Inneren Wumblsalm), wie in Kap. VII.3 ausführlich beschrieben wird. Es gibt zahlreiche Spuren von glazialer Überprägung vor allem im oberen Hangbereich, mit Rundhöckern, Karen (z.B. südlich der Wumblsalmen), kleinen Senken und Hängetälern.

c) Das Ratschingstal oberhalb von Flading: Es umfasst den Talschlussbereich, es fehlt ein Talboden im eigentlichen Sinne. Auch hier ist die strukturelle Anordnung deutlich zu erkennen, insbesondere im mittleren-nördlichen Abschnitt, wo die Einschnitte und Täler (z.B. der Bacheinschnitt des Ratschinger Baches oberhalb von 2000 m) entlang von Störungslinien verlaufen. Daneben sind Hänge oder abgestufte Hangabschnitte parallel zur Hauptschieferung ausgerichtet. Das Becken nördlich der Klammalm (Abb. 11) scheint indirekt mit einem talseitigen Abgleiten des nahegelegenen Hochecks (1970 m) in Verbindung zu stehen. Der Talschluss des Ratschingstals bildete das Einzugsgebiet der lokalen Gletscher, die entlang des Tals herabströmten und sich zu einer einzigen Zunge zusammenschlossen, welche sich schließlich mit dem Hauptgletscher aus dem Ridnauntal vereinte. Im gesamten Bereich sind die Auswirkungen der glazialen Überprägung deutlich sichtbar. Insbesondere sind im südlichen Teil des Talschlusses zahlreiche kleine Kare, Hängetäler und Moränenapparate vorhanden, die in Zusammenhang mit den letzten



Abb. 11 - Mittlerer und südlicher Abschnitt des Talschlusses des Ratschingtals von einem Abschnitt im Norden des Hochecks (1970 m) aus gesehen. Das Hocheck bildet einen länglichen Hügel, der im Hintergrund links zu erkennen ist. Das oberhalb davon gelegene Becken ist hauptsächlich durch Ablagerungen gemischten Ursprungs geprägt. Am Bildrand ist im Hintergrund die Klammalm zu sehen. Im Vordergrund verläuft der Ratschinger Bach, flankiert von einigen Rundhöckern. Im Hintergrund zu erkennen ist die Wasserscheide zum Waltental mit der Hohen Kreuzpitze (2743 m) in der Bildmitte.

Rückzugsphasen im Spätglazial stehen.

Das **untere Passeiertal** (Abb. 12 und 13) verläuft entlang der gleichnamigen Störungslinie. Es zeichnet sich durch weite Hänge aus, die vom ostalpinen metamorphen Grundgebirge aufgebaut werden.

Unterhalb von St. Leonhard in Passeier/*San Leonardo in P.* weist die alluviale Ebene der Passer eine durchschnittliche Neigung von 2,5% und eine Breite von maximal 350 m auf. Richtung Süden wird das Tal infolge der Murschutt- und Wildbachkegel des Kolberbaches/*Rio di Colba* und Keltalbaches/*Rio di Lega* (außerhalb des Kartenblattes) deutlich eingengt. Der Flusslauf folgt somit der rechten Talseite. Die Morphologie des Talbodens birgt Spuren von Hochwasserereignissen sowie Paläo-Flussläufen, die zum Teil auch in historischem Kartenmaterial des 19. Jahrhunderts dokumentiert sind. In den letzten Jahren avancierte die menschliche Tätigkeit zum vorherrschenden morphogenetischen Prozess in diesem Talbodenabschnitt. Zum einen erfolgt dies durch den Abbau von Schotter, zum anderen durch die Wiederverfüllung und Rekultivierung der Schottergruben. Bei St. Leonhard in P. wurde die Passer durch den Kegel des Walten Bachs/*Rio di Valtina* auf die rechte Talseite gedrängt, wodurch eine Erosion am Hangfuß einsetzte. Morphologisch ist der Talkessel bei St. Leonhard in P. durch mindestens drei Terrassenstufen gekennzeichnet, die mit jenen im unteren Passeiertal (BARGOSI *et alii*, 2010) übereinstimmen. Die ersten Terrassenstufen sind auf eine rezente Aktivität zurückzuführen und zeichnen sich durch etwa 1-5 m hohe Böschungen im Talboden und bis zu 8-10 m hohe Böschungen im distalen Teil des Kegels aus. Auf diesen Terrassen liegt das Dorf St. Leonhard in P., unterhalb der Brücke über den Walten Bach und nördlich des



Abb. 12 - Übersichtsfoto vom Rinner Sattel auf den nördlichsten Teil der Texel-Gruppe, in der Bildmitte hinten erkennt man den Kolbenspitz (2868 m). Im Hintergrund rechts liegt ein Abschnitt des Grenzkamms zur linken Flanke des Pfelderer Tals. Im Hintergrund links liegt der nördlichste Abschnitt des unteren Passeiertals mit St. Martin in Passeier und rechts, teilweise verdeckt, das mittlere Passeiertal. Vorne links, im Schatten gelegen, befindet sich der Talausgang des Waltentals.

Baches. Die zweiten Terrassen betreffen nur den distalen Teil der Kegelreste des Walten Baches (Friedhof, Andreas Hofer Str. - Kohlstatt) und liegen rund 20-30 m über dem heutigen Talboden. Sie können ins Unterholozän eingeordnet werden. Die dritte Terrassenstufe schließt an die Terrassenreste im SW der Jaufenburg/*Castel Giovo* und den westlich davon gelegenen an, getrennt durch einen tiefen Bacheinschnitt. Es handelt sich um Reste von alten Paläofächern des Walten Baches, auf denen Moränenablagerungen des letzten glazialen Hochstandes liegen (Garda-Synthem, siehe Kap. V.3.3.1.). Diese Formen können mit anderen alten Kegelresten im unteren Passeiertal korreliert werden, welche vor dem letzten glazialen Hochstand (LGM, *Last Glacial Maximum*) abgelagert wurden. Diese Reste belegen einen Talboden der Passer etwa 50-70 m über dem heutigen Niveau. Radiometrische Datierungen erlauben eine chronologische Einordnung ins obere Pleistozän (BARGOSI *et alii*, 2010).

Im Osten und Südosten von St. Leonhard in P. erstrecken sich die **Westlichen Sarntaler Alpen**⁽¹⁾, welche die Wasserscheide zwischen dem Passeiertal im

(1) Gemäß SIOUSA (s. Kap I.) entsprechen sie der Hirzer-Gruppe, die hier von den nördlichsten Ausläufern des Hirzerkamms gebildet wird.

Westen und dem Sarntal-Pensertal (*Val Sarentino - Val di Pennes*) im Osten bilden (Abb. 13). Der Bergrücken wird hier durch die nördlichsten Gipfel der Berggruppe dargestellt, wovon der Verstadl Spitz/*Monte della Pozza* (2495 m) der höchste ist. An den Hängen finden sich zwei kurze, quer verlaufende Seitentäler des Walten Baches/*Rio di Valtina*, einem wichtigen Nebenbach der Passer. Es handelt sich dabei um das Pfistradtal/*Valle di Viastrata* und das Sailer Tal/*Valle del Rio Sala*.

Das **Waltental** kann, in strukturgeologischer Hinsicht, in zwei Abschnitte unterteilt werden. Der untere Abschnitt zwischen St. Leonhard in P. bis ca. der Ortschaft Walten/*Valtina* folgt der Jaufen-Linie und der Bacheinschnitt deckt sich mit der Störungslinie. Das Talsegment oberhalb von Walten kann als Quertal bezeichnet werden. Die Hauptunterschiede zwischen den beiden Talsegmenten zeigen sich vor allem in der Talsohle. Der obere Abschnitt besitzt einen deutlich breiteren und etwas flacheren (3,7-5,2%, im Mittel 4,2% Neigung) Talboden. An beiden Talseiten treten gemischte Kegel auf, die wenig oberhalb von Walten besonders mächtig sind und die alluviale Ebene einengen. Ab hier und bis zum unteren Talsegment wird der Talboden von den Kegeln dominiert, welche in den distalen Abschnitten vom Walten Bach eingeschnitten und fortlaufend terrassiert werden. Die Talsohle des unteren Abschnittes ist vorwiegend in den Felsuntergrund eingeschnitten und wird, wie oben erwähnt, bei St. Leonhard in P. deutlich terrassiert. Die rechte Talseite weist eine starke strukturelle Prägung auf, zum einen durch die bereits erwähnte Jaufen-Linie, aber auch aufgrund der tiefgründigen Massenbewegung Waltental-Jaufenpass (Kap. VII.3), welche für

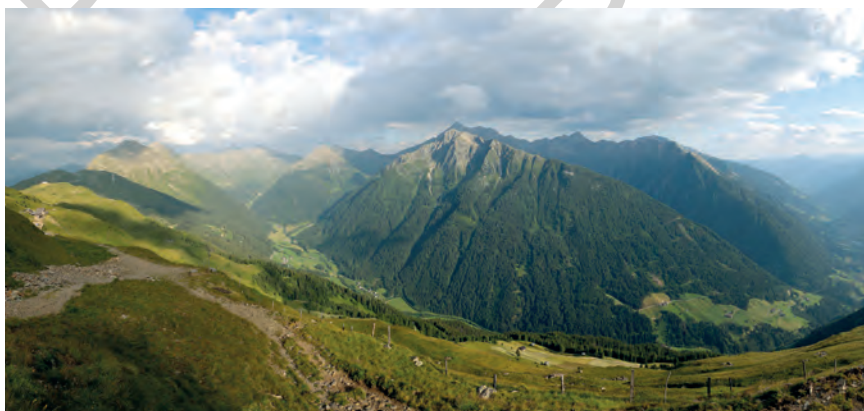


Abb. 13 - 180°- Panoramaaufnahme vom Jaufenpass (im Hintergrund, links) bis ins mittlere Passeiertal (rechts). In der Bildmitte liegt das Waltental mit dem Wannser Tal weiter taleinwärts sowie dem quer dazu verlaufenden Sailer Tal. In der Mitte und auf der rechten Bildseite, vorwiegend im Schatten gelegen, befindet sich ein weiteres Seitental, das Pfistradtal. Die Bergspitzen gehören zu den westlichen Sarntaler Alpen mit folgenden Hauptgipfeln von links nach rechts: Jaufenspitz (2480 m), Seeberspitz (2434 m, knapp außerhalb des Kartenblattes), Verstadl Spitz (2495 m) und Plattenspitz (2345 m).

eine Reihe von Geländeformen verantwortlich ist, insbesondere im mittleren und oberen Hangbereich. Dabei handelt es sich vorwiegend um Nackentäler und Zerrspalten, welche den Hang unterbrechen und auch regelrechte Stufen und Furchen von großer lateraler Erstreckung ausbilden. Die linke Seite des Waltentals zeigt einen recht regelmäßigen Hangverlauf mit wenigen Rinnen im mittleren und östlichen Bereich.

Das **mittlere Passeiertal** (Abb. 12 und 14) verläuft quer zu den geologischen Hauptstrukturen, entsprechend fällt auf der linken Seite die Hauptschieferung generell in Hangrichtung ein, während sie auf der steileren, rechten Seite tendenziell gegen den Hang einfällt. Kennzeichnend für dieses Talsegment ist der tiefe Bacheinschnitt im unteren Abschnitt des Flusslaufes, insbesondere zwischen Moos in P./*Moso in P.* und Breiteben/*Pianlargo*. Hier ist die Passer in den Fels eingeschnitten und teilweise schluchtartig ausgebildet. Auf der linken Talseite sind breite Felsstufen vorhanden, auf denen das Dorf Stuls/*Stulles* sowie die Hofstelle Moritz auf Hohegg liegen. Diese Geländeformen sind an eine selektive Erosion gebunden und durch die hier auftretenden, erosionsbeständigen Quarzite der Texel-Einheit sowie durch glaziale Abschürfung entstanden.

Die linke Flanke des mittleren Passeiertals wird von sehr steilen, meist senkrecht zur Haupttalachse angeordneten Bacheinschnitten durchgezogen, die meist aus Rinnen und Furchen bestehen und seltener aus steilen Trögen mit einem größeren Einzugsgebiet. Dieser Bereich gilt im Allgemeinen als einer der Wasserfall-reichsten Gebiete Südtirols. Südwestlich von Stuls befindet sich der höchste Wasserfall des Landes und der dritthöchste in Europa. Er besteht aus zwei aufeinander folgenden Sprüngen mit einem Gesamthöhenunterschied von 342 m (MICHELUZZI, 1985).

Die rechte Seite des mittleren Passeiertals gehört zu den nördlichsten Ausläufern der Texel-Gruppe, die aus Nebenästen des Bergrückens Tschigot/*Cigot* (2998 m) - Kolbenspitz/*La Clava* (2868 m) besteht (Abb. 12). Der Hang



Abb. 14 - Panoramafoto auf die rechte Seite des mittleren Passeiertals und des Pfelderer Tals von der Landesstraße nach Stuls aus aufgenommen. In der Bildmitte liegt die Ortschaft Platt (Moos in P.) mit dem Platter Berg (2230 m) dahinter.

wird etwa in der Mitte von einem einzigen, bedeutenden Seitental, dem Ulfastal, durchgezogen. Der Talschluss des Ulfastals liegt außerhalb des Kartenblattes und wird von Ausläufern des Kolbenspitz umrahmt. Am Hangfuß sind zahlreiche glazial entstandene Verflachungen vorhanden, allen voran der ausgedehnte Flachbereich von Breiteben. Mehrere Faktoren haben zu seiner Bildung geführt, angefangen von einem wahrscheinlich alten Talboden der Passer mit einer deutlichen glazialen Überprägung. Das Naturdenkmal Gletschermühlen von Platt (SCHROTT, 1947) geht auf die Erosion der turbulenten, subglazialen Bäche zurück.

Das **Pfelderer Tal** (Abb. 14) ist ein asymmetrisch ausgebildetes Längstal mit einer steileren linken Flanke mit gegen den Hang einfallenden Strukturen. Die flachere rechte Talflanke zeigt Strukturen, die in Hangrichtung einfallen sowie ein verbreitetes Vorkommen von Blockschutt sowie lokalen Rutschphänomenen als Indikatoren einer strukturellen Begünstigung von Massenbewegungen und gravitativen Ereignissen. Das Pfelderer Tal besitzt wichtige, quer zu den Strukturen verlaufende Seitentäler, die sich am Nordrand der Texelgruppe entwickeln. Das wichtigste Nebental ist das Farmazontal (*Valmezzana*). Es handelt sich um ein typisches Trogtal mit U-förmigem Querschnitt, das sich am Ausgang ins Pfelderer Tals stark weitet. Entlang beider Talseiten sind Seiten- und Stirnmoränen erhalten. Diese belegen örtliche Gletschervorstöße während des Spätglazials. In den oberen Hangbereichen der linken Talflanke des Pfelderer Tals finden sich zahlreiche Spuren von Kar- und Hängegletschern, die ihre maximale Ausdehnung während der Kleinen Eiszeit erreichten und heute weitgehend verschwunden oder stark geschrumpft sind.

Unterhalb von Pfelders/*Plan* ist der Talboden eng und im Allgemeinen flach ausgebildet, mit einigen felsigen Steilstufen. Auf der Höhe der Zagl Höfe weitet sich das Tal deutlich aus, der Talboden erscheint jedoch unregelmäßig durch die Kegel und Bäche, vor allem aus der linken Talseite. Man erkennt auf jeden Fall eine alte, teilweise verschüttete Talsohle über dem heutigen Basisniveau. Ab hier schneidet der Pfelderer Bach/*Rio di Plan* stark und zunehmend in den Untergrund ein und bildet eine ausgeprägte Furche, die bereits 0,5 km weiter talauswärts um rund 70 m tiefer liegt. Bei Moos in P. bildet der Pfelderer Bach eine enge, felsige Schlucht mit den sogenannten „Stiaber Wasserfällen“, die ebenfalls ein geschütztes Naturdenkmal der Autonomen Provinz Bozen darstellen.

Das **hintere Passeiertal** (Abb. 15, 16 und 19) entspricht dem Talabschnitt oberhalb von Moos in P. Das Tal verläuft hier ca. N-S, mit Ausnahme der Strecke zwischen Rabenstein/*Corvara in P.* und Schönau/*Belprato* sowie des Talschlusses (Taleinschnitt der Timmelsalm/*Alpe del Tumolo*). Im Vergleich zum mittleren Abschnitt wird das Tal in diesem Bereich nochmals enger und auf beiden Seiten besteht ein Höhenunterschied von generell über 1000 m zwischen der Talsohle und den umgebenden Gipfeln. Diese Situation setzt sich bis fast nach Rabenstein fort. In strukturgeologischer Hinsicht ist dieser Teil ein Quertal. Die Strukturen am Hang verlaufen quer bzw. leicht gegen den Hang einfallend, mit Ausnahme von örtlichen Variationen der Hauptschieferung. Ein besonderes Merkmal dieses



Abb. 15 - Hinteres Passeiertal mit Moos in Passeier (im Vordergrund), dem Weiler Hahnebaum (etwa auf halber Höhe, rechts, fast am Fuße des gleichnamigen Bergsturzes) und Rabenstein (in der Bildmitte im Hintergrund). Die Talsohle ist sehr eng und durch umfangreiche Wildbachverbauungen gekennzeichnet, dahinter liegt der Bergsturz, der 1401 das Tal versperrte (siehe Text). Foto von L. Messina, Bildarchiv des Zivilschutzes der Autonomen Provinz Bozen.

Talsegmentes ist die Asymmetrie in der Verteilung der gravitativen Phänomene, die zum größten Teil auf der linken Talseite auftreten, während auf der rechten Seite wenige und kleinere Flächen betroffen sind. Insbesondere der linke Hang oberhalb von Moos in P. bis zur Einmündung des Schneeberg Baches/*Rio di Montenevoso* ist von einer tiefgründige Massenbewegung betroffen, die teilweise auch den oberen linken Hangbereich des östlich gelegenen Tals des Schönauer Baches/*Rio di Schennar* mit einbezieht. Hier befindet sich eine große Senke, die von den steilen Felsgraten zwischen Hochwart/*Monte Guardia Alta* (2609 m) im Süden und Gander Berg/*Monte Ganda* (2330 m) im Norden umrahmt wird. Die tiefgründige Massenbewegung wird als Gander Berg (oder Hahnebaum) bezeichnet (siehe Kap. VII.2). Es handelt sich um ein aktives Phänomen, das historisch bekannt ist. Im Jahr 1401 rutschte ein großer Teil des Hanges ab und versperrte die Passer. In der Folge bildete sich ein natürlicher Stausee, der Kummersee, der bis nach Rabenstein reichte. 1774 führten Drainagearbeiten zur endgültigen Entleerung und Trockenlegung des Sees. Der Damm bzw. die Bergsturzmassen sind weiterhin als rund 80 m hohe Erhebung im Talbodenbereich südlich vom Seehof erkennbar. Nach dem Verschwinden des Sees ist ein flacher Bereich oberhalb des Bergsturzes verblieben, wo sich der Bachlauf der Passer verzweigt.

Das **Einzugsgebiet des Schneeberg Baches** (Abb. 17) ist vor allem durch den Bergbau von St. Martin am Schneeberg/*S. Martino Monteneve* bekannt. Diese Bergbauregion liegt in der ausgedehnten Senke der Schneebergalm/*Alpe di Montenevoso* oberhalb von 2000 m. Es handelt sich dabei um den Talschluss des gleichnamigen Baches. Dessen seitlicher Zubringer, der Schönauer Bach/*Rio di Schennar*, besitzt jedoch ein fast doppelt so großes Einzugsgebiet. Das Tal des

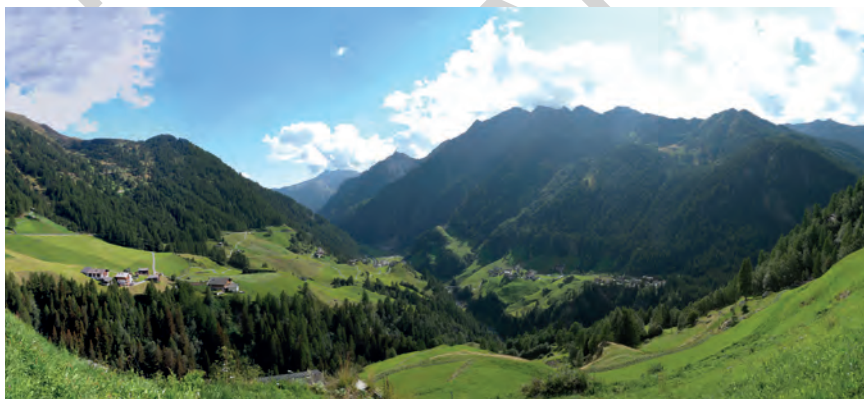


Abb. 16 - Übersicht auf das hintere Passeiertal von der Timmelsjochstraße S.S. 44Bis aus gesehen. Im Vordergrund links liegt die Ortschaft Illmach, in der Bildmitte verläuft der Wildbacheinschnitt der Passer und rechts im Bild erkennt man das Dorf Rabenstein. Am rechten Bildrand dominieren die Gipfel des Grenzkammes zum Seeber Tal, dessen Talschluss in der Mitte im Schatten liegt.

Schönauer Baches ist etwa 4 km lang und hat ungefähr den gleichen Verlauf wie das hintere Passeiertal, die Entwässerung erfolgt jedoch in entgegengesetzter Richtung. Das Tal des Schönauer Baches ist deutlich asymmetrisch ausgebildet, wobei die rechte Seite mehr als doppelt so breit wie die linke Seite und durch eine Reihe von ESE-WNW-verlaufenden Bergrücken und Taleinschnitten gekennzeichnet ist. Der Talschluss erscheint in Form eines großen Talkars mit einem Felsriegel auf rund 2270 m, gefolgt von einer etwa sieben Meter hohen Felsstufe. Das Tal verläuft geradlinig bis nahe zum Mündungsbereich mit dem Schneeberg Bach und erscheint glazial geformt mit einem typischen U-förmigen Querschnitt. Eine Besonderheit ist das enge Hängetal von Gföll, das nahezu parallel zum Haupttal verläuft und durch einen Felsgrat des Talschlusses von diesem abgetrennt wird. Das Gföller Tal verbleibt praktisch ohne eigenen Talschluss. Das Tal beginnt an einer scharfen Kante im Bereich der Anbruchnische der Massenbewegung vom Gander Berg. Geländeformen wie Rutschungsstufen oder zahlreiche offene Zerrspalten belegen die allgemeine Instabilität des gesamten Gebiets. Es ist daher davon auszugehen, dass der Talschluss des Gföller Tals ins Passeirer Haupttal abgerutscht ist. Richtung Norden endet das Gföller Hängetal auf der linken Talseite des Schönauer Tals über eine schwach ausgeprägte Stufe gefolgt von einer kleinen Verflachung im Bereich der Quarzite des Schneeberger Zuges.

Der obere Teil des Einzugsgebietes des Schneeberg Baches sieht im zentralen Abschnitt wie ein großes, asymmetrisches Becken aus. Die linke Flanke ist weniger steil ausgebildet und durch eine markante Verebnung auf rund 2450-2500 m Höhe gekennzeichnet, während die rechte Seite steil abfällt. Weitere, morphologisch gut erkennbare Geländeformen, wie eine halbrunde Planform



Abb. 17 - Das Einzugsgebiet des Schneeberg Baches von der Umgebung der Schwarzseescharte (2812 m) aus gesehen. Im Vordergrund liegen der Kleine Schwarzsee und rechts davon die Stufe, die ihn vom darunter liegenden Moorgebiet trennt. Im Hintergrund rechts erkennt man das Bergbauggebiet von St. Martin am Schneeberg an den großen Abraumhalden. Im Hintergrund liegen die Gipfel über dem Talschluss (Sprinzenwand) und der linken Talseite mit den Kalk- und Dolomitmarmoren der Ötztal-Decke (Moarer Weißen).

umgeben von Felswänden oder zumindest steilen Hängen sowie ein Felsriegel am Ausgang gefolgt von einer hohen Felsstufe, sind auch zu erkennen. Anhand all dieser Elemente wird die Schneeberger Senke als ein großes Talkar klassifiziert. Bei der Betrachtung dieses Gebietes stechen zunächst die umfangreichen Haldenblagerungen aus den Bergwerksstollen ins Auge. Sie stellen, zumindest in diesen Höhenlagen, eine ganz besondere und einzigartige Landschaft im Alpenraum dar. Die Halden bilden unregelmäßige Hügel und Kegel sowie oftmals Schüttdämme, sowohl isoliert als auch in Serie geschaltet oder abgetrept. Einige Formen stammen, zumindest ursprünglich, aus dem Mittelalter (erste dokumentierte Bergbautätigkeiten). Im gleichen Areal finden sich auch eine Reihe von Bauwerken und Anlagen für die Bergbautätigkeit (Zugänge zu Tunneln und Anlagen, Erztransportwege, Straßen, Eisenbahnschienen, unterirdische Wasserkanäle, Steige, usw.), die unterschiedlich gut erhalten sind. Daneben sind auch Schächte, Senken und linear aufgereichte Vertiefungen ersichtlich, die mit Einbrüchen der unterirdischen Stollen zusammenhängen. Im zentralen Bereich des Bergbaugebietes sind die Gebäude bzw. deren Reste erhalten, die über viele Jahrhunderte hinweg das dauerhaft besiedelte Bergwerksdorf am Schneeberg darstellten.

Das **Seeber Tal** ist einer der hintersten Seitenäste des Passeiertals (Abb. 18). Das über 8 km lange Tal ist ein typisch asymmetrisches Längstal, das von zwei Bergkämmen der Passeierer Alpen umschlossen wird. Die Kämmen sind durch Gipfel von generell über 2600 m Höhe gekennzeichnet und laufen beim Seeber



Abb. 18 - Panoramafoto auf das Seeber Tal von der Kehre der Timmelsjochstraße auf 2296 m aus aufgenommen. Im Hintergrund liegt die Wasserscheide zum Passeiertal vom linken Bildrand bis zur Bildmitte mit dem Scheibkopf (2816 m), einem spitzen, pyramidenförmigen Gipfel. Rechts davon befinden sich die drei Gletscher des Seeberferner und rechts davon der Granatenferner. Darüber dominiert der Hohe First (auch Hochfirst) (3403 m).

Spitz/*Cima del Lago* (3286 m) zusammen. Im Längsverlauf zeigt das Seeber Tal ein abgestuftes Profil, mit einem felsigen Talgrund und einer einzigen, großen alluvialen Ebene oberhalb von 1950 m. Am Ausgang ins Passeiertal zeigt das Tal eine Verengung und ist durch eine 70-80 m hohe Stufe gekennzeichnet. Oberhalb der Seeber Alm (1842 m) kann man die typischen Merkmale eines glazialen Tals mit U-förmigem Querschnitt einigermaßen gut erkennen. Hier kann man oberhalb der Ränder des glazialen Troges „zwei Karserien auf beiden Talseiten erkennen, wobei die rechte aufgrund der größeren Hangerstreckung besser entwickelt ist. Weitere Kare, unregelmäßig ausgebildet und teilweise miteinander verschmolzen, umgeben den Talschluss und werden von den höchsten Gipfeln umrahmt“ (CASTIGLIONI, 1928). Viele der hohen Berggipfel zeigen die Form einer Pyramide bzw. eines Horns, z.B. der Seeber Spitz (3286 m). Hier nisten sich vier Gletscher ein, der Granatenferner und die drei Seeberferner. Etwas weiter unterhalb gibt es zahlreiche Spuren im Zusammenhang mit dem glazialen Hochstand der Kleinen Eiszeit. Der mit Abstand schönste Gletscherapparat der Kleinen Eiszeit ist jener des Südlichen und Östlichen Seeberfernens, mit Seiten- und Stirnmoränen, die bis auf eine Höhe von 2110 m hinabreichen. Weiter oben, oberhalb von 2300 m, finden sich jüngere Moränen, die auf die anschließende Rückzugsphase zurückzuführen sind. Unterhalb der Moränen der Kleinen Eiszeit wird die Morphogenese des Talbodens von großen, gemischten Fächern bestimmt. Diese werden von Einträgen aus der linken Seite gespeist und bedecken die spätglazialen Ablagerungen oder legen sich zwischen diese. Etwas unterhalb davon besteht ein parallel zur Talachse gelängtes Becken mit dem Seeber See/*L. dell'Alpe*. Die eindeutig durch den Gletscher geschürfte Senke wird im Norden durch glaziale Bildungen und Hangschuttablagerungen versperrt. Im Randbereich des Sees zeugt das ausgedehnte Torfmoor von der ursprünglichen Ausdehnung. Östlich des Sees befindet sich ein weites Areal mit spätglazialen Eisrandsedimenten (Kap. V.3.3.1.1.). Diese sind zum Teil eben ausgebildet, zum Teil gelängt und erinnern an *Kames*.

Das **Tal der Timmelsalm** (Abb.19 und 20) liegt oberhalb des Zusammenflusses des Timmler Baches mit der Passer und bildet im eigentlichen Sinn den Talschluss des Passeiertals. Im oberen Abschnitt ähnelt das Tal einem breiten, asymmetrischen Becken, das im Talschluss von einem hoch aufragenden Bergkamm umrahmt wird, flankiert von Schwarzwandspitz/*Croda Nera di Malavalle* (3354 m) und Schwarzseespitz/*Cima del Lago Nero* (2988 m) sowie mit den Knotenpunkten Botzer/*Il Capro* (3251 m) und Königshof Spitz/*M. Reale* (3132 m). Die rechte Seite ist durch zahlreiche Stufen gegliedert, die durch Senken, kurze Hängetäler, seltener durch Kare oder rundliche Mulden getrennt sind. Der obere Hangbereich ist steiler und über 300 m hoch und wird an der Basis von mächtigen Hangschuttablagerungen gesäumt. Der Hauptkamm erreicht hier eine Höhe von rund 3000 m. Die linke Flanke ist flacher ausgebildet und steigt allmählich zu einem Nebenast der Westlichen Stubaier Alpen an, dessen Gipfel eine Höhe von ca. 2800 m erreichen. Diese Flanke ist durch sanfte Stufen und kleine Senken gekennzeichnet. In der Mitte des großen Beckens



Abb. 19 - Panoramafoto auf das hintere Passeiertal von der Timmelsjochstraße aus gesehen. Rechts im Bild erkennt man den N-S-verlaufenden Talabschnitt mit den Schönauer Almen. In der Bildmitte liegt hinter dem Rundhöcker im Vordergrund der Rücken des Schönnerkofels, dahinter ragt der Gürtelspitz (2858 m) auf. Links im Bild öffnet sich das Tal der Timmelsalm, im Vordergrund links sieht man noch den Ausgang des Passeirer Timmelstals mit der Hochwart (2646 m) dahinter.

im Talschluss ist auch eine deutliche Gletscherfurche zu erkennen, die in die gebänderten Paragneise der Ötztal-Decke einschneidet. Die Entstehung ist eindeutig subglazial, was auch durch die zahlreichen Rundhöcker belegt ist. Die Höcker sind hier in NE-SW-Richtung gelängt, typischerweise abgerundet, glatt geschliffen und zuweilen gestriemt. Zwischen den Rundhöckern wechseln kleine Mulden und weite Ebenen mit mäandrierenden Wasserläufen, in deren Randbereichen Torfe und Moore (Ober- und Unterkrumpwasser) vorkommen. Es handelt sich um den Blattbereich mit der höchsten Dichte an Feuchtgebieten.

Das große Timmler Gletscherkar ist in kleinere Becken, Verebnungen und Mulden gegliedert. Unterhalb der Timmelsalm geht die Morphologie in ein Gletschertal über. Dieses weist auf der orographisch rechten Seite zwei wichtige Seitentäler auf, das Lange Tal/*Vallelunga* und das Passeirer Timmelstal/*Valle del Rombo*. Das Lange Tal entspricht einem Quertal und ist deutlich asymmetrisch ausgebildet, mit einer fast dreimal so breiten linken Talseite im Vergleich zur steilen rechten Seite. Der felsige Talgrund wird durch markante Stufen gegliedert, die vor allem durch lithologische Übergänge gesteuert werden. An der Mündung ins Haupttal ist eine deutliche Stufe zu erkennen, an deren Basis der Kegel des Langental Bachs besteht. Der Talschluss liegt deutlich über dem restlichen Talboden und knickt nahezu rechtwinklig von der Talachse ab. In diesem Talkar finden sich zahlreiche Gletscherspuren, darunter auch einige der Kleinen Eiszeit und auch von jüngeren Phasen.

Das Passeirer Timmelstal/*Valle del Rombo* (Abb. 19) ist ein kurzes Quertal, das ebenfalls als Hängetal über dem Taleinschnitt der Timmelsalm verläuft. Es wird von den Gipfeln umschlossen, die das Timmelsjoch/*Passo del Rombo* (2472 m) flankieren. Der höchste Gipfel ist der Timmelsjochberg/*M. del Rombo*

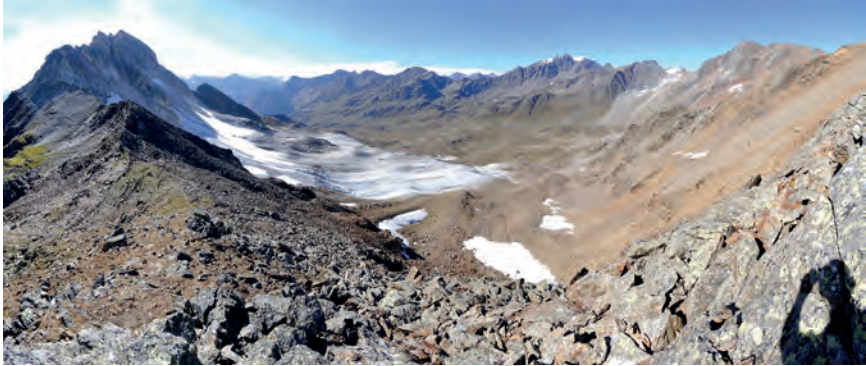


Abb. 20 - 180°-Panoramafoto auf das Tal der Timmelsalm von der Schwarzseescharte (2812 m) aus gesehen. Links erkennt man die Schneeberger Weißen (2961 m), mit den Resten des Timmelsferners am Wandfuß, dessen Ausdehnung während der Kleinen Eiszeit bis in die Bildmitte reichte, wo mit einer helleren Färbung die glazialen Ablagerungen zu sehen sind. In der Bildmitte liegt auch das Kruppwasser und knapp oberhalb, etwas im Hintergrund, der Große Timmler Schwarzsee. Im Hintergrund links und fast vollständig im Schatten liegt das Lange Tal, überragt vom Timmelsjochberg (2970 m, ab welchem sich der Alpenhauptkamm mit folgenden Gipfeln entwickelt: Hinterer Kitzkogel (3059 m), Scheiblenkogel (3064 m), Schwarzwandspitz (3354 m), Schwarzwandscharte (3059 m) und Königshof Spitz (3132 m).

(2970 m). Das Tal ist asymmetrisch ausgebildet mit einer steileren linken Seite, die durch kurze Hängekarre gekennzeichnet ist. Am Fuß der Hänge treten mächtige quartäre Bedeckungen auf, die auf der linken Seite vorwiegend von Schutthalden und Schuttkegeln, auf der rechten Seite hingegen von glazialen Ablagerungen aufgebaut werden.

Wie bereits in Kap. I erwähnt, liegt mehr als die Hälfte des untersuchten Gebietes im Hochgebirge bzw. auf einer Höhe von über 2000 m. In diesen Gebietsregionen stellen die Einwirkungen von Frost-Tau-Zyklen und Schnee wichtige morphogenetische Faktoren in der Landschaftsformung dar und zeichnen verantwortlich für die Entstehung charakteristischer Formen eines periglazialen Ablagerungsraums. Zu diesen Formen gehören die wallförmigen Akkumulationen am Fuß von Schutthalden bzw. unterhalb Nivationsnischen (*protales rampart*) und die **Blockgletscher**. Im Blattbereich wurden an die 150 Blockgletscher kartiert, von denen etwa 20% aus glazialen Ablagerungen stammen, während der Großteil durch die Mobilisierung von Schutthalden (43%) oder Blockschutt (36%) entstanden sind. Die Ausdehnung reicht dabei von knapp 1/4 Hektar bis zu nahezu 20 Hektar (Blockgletscher oberhalb der Aglsalm im Ridnauntal). In vielen Fällen bilden sich Gruppen von zwei oder mehreren, nebeneinander liegenden Blockgletschern, die sich aufgrund der Bewegungsrichtung bzw. dem Grad der Aktivität oder des Alters der Umlagerungsprozesse unterscheiden lassen. Beispiele dieser Art finden sich im oberen Abschnitt der Timmelsalm (hinteres Passeiertal) und im Talschluss des Ratschingstals.

Wie in Abb. 21 zu sehen ist, befinden sich mehr als 50% der Blockgletscher an Nord-exponierten Hängen und nur ein kleiner Teil an Hängen, die nach Süden ausgerichtet sind (8,2%). Blockgletscher fehlen zudem im Pfelderer Tal/*Val di Plan*, im mittleren Passeiertal und im Waltental/*Valle di Valtina* und dessen Seitentälern. Unterhalb von 2000 m sind Blockgletscher in der Regel selten und wurden etwa auf der rechten Seite des Ratschingstals, im Passeierer Timmelstal und in wenigen anderen Gebieten kartiert. Die Stirnbereiche der Blockgletscher reichen selten bis auf 1900 m herab. In diesen Fällen handelt es sich um alte, relikte Blockgletscher. Sie belegen eine vergangene Aktivität gegen Ende des Spätglazials. Ungefähr 50% der Blockgletscher liegen hingegen teilweise oder zur Gänze oberhalb von 2500 m Höhe. Die große Mehrheit (92%) stammt dabei aus der Umlagerung von Bildungen des Alpenen Postglazialen Synthems, und von diesen knapp 9% aus Ablagerungen der Kleinen Eiszeit (Amola-Subsynthem) oder späteren Phasen.

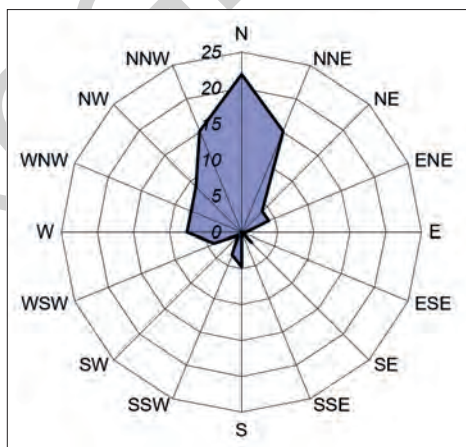


Abb. 21 - Verteilung der Blockgletscher im Blatt 06 „St. Leonhard in Passeier“: mittlere Prozentangabe in Funktion der Exposition.

Verteilt auf das gesamte Kartenblatt finden sich zahlreiche **Hochgebirgsseen**. Einige davon sind teilweise verlandet und/oder zu Torfmooren geworden (z.B. die Stubensee/*Laghi della Stua* im Pferschtal, bereichsweise der Seeber See/*Lago dell'Alpe* im Seeber Tal, usw.). Die meisten liegen im Bereich von glazial übertieften Mulden oder seltener im Zentrum der Gletscherkare. In einigen Fällen erfolgt die talseitige Versperrung durch Moränen (z.B. der obere Stubensee im Pferschtal, der Pfunsee/*L. del Forno* im Ridnauntal). In anderen Fällen wurden die Seen künstlich angelegt bzw. die natürlichen Staudämme erweitert (z.B. Kleiner Schwarzsee/*L. Nero Piccolo* im Schneeberger Talkessel

im hintern Passeiertal). In verschiedenen Fällen erfolgt die Auffüllung und Verlandung zum Teil durch Schutteinträge oder gemischte Ablagerungen aus den angrenzenden Hängen. Eine besondere Situation ist das Vorhandensein einer kleinen Insel aus gemischten Ablagerungen; dies wurde an zwei Stellen beobachtet (Sandes See/*L. Sandes* bei der Tribulaunhütte im Pflerschtal, Hinterer Senner Egeten See/*L. dell'Erpice di mezzo* im hinteren Lazzacher Tal). Meistens befindet sich die Insel im Randbereich des Sees bzw. im Ausläuferbereich eines gemischten Kegels (Abb. 22). Es wird vermutet, dass sich die Insel im Laufe der Zeit durch Einträge über den Kegel bildete, wobei die Ablagerung verstärkt im distalen Bereich und bei gefrorenem See bzw. Schneevorkommen erfolgte. Das nachfolgende Abschmelzen von Eis und Schnee hat in der Folge die Kontinuität des Kegelausläufers unterbrochen und zur Bildung der Insel geführt.

Der Scheibele See/*L. Malo* und sein kleinerer Nachbar, südöstlich der Kleinen Kreuzspitze/*Piccola Punta di Montecroce* (auf dem Felsrücken im NNW von St. Leonhard in P), besitzen hingegen einen gänzlich anderen Ursprung. Es handelt sich um Seen, die gravitativ entstandene Senken auffüllen. Entsprechend liegen sie am oberen Rand eines abgesackten Hangbereiches.



Abb. 22 - Der Hintere Senner Egeten See im oberen Lazzacher Tal (Einzugsgebiet des Ridnauner Bachs); man beachte die kleine Insel, die aus den gleichen Ablagerungen gebildet wird wie der gemischte Kegel, dessen Ausläufer vorne rechts zu sehen ist.

Für einige Seen kann die Entstehung, Entwicklung und eventuell Verlandung chronologisch eingeordnet werden (siehe Kap. V.3.4.3.2.). Beispielsweise gehen viele Hochgebirgsseen auf den Rückzug der Gletscher nach dem maximalen Vorstoß während der Kleinen Eiszeit zurück (z.B. Vogelhüttensee/*Lago di Malavalle*, Stubensee).

Karst

Das Vorhandensein von oberflächigen Karsterscheinungen wurde im Gebiet des Mareiter Steins/*Sasso di Mareta*, an der Wasserscheide zwischen Ridnauntal und Ratschingtal, festgestellt. Hier kann man vor allem kleinräumige Formen wie Karren erkennen. Deren Ausdehnung auf der Oberfläche von Silikatmarmorbänken der Texel-Einheit wird durch die starke Zerlegung des Felsens begünstigt (Abb. 23). Es gibt hingegen keine Hinweise auf unterirdische Karstphänomene. So wurden etwa in den zahlreichen Stollen des Bergwerks „Kristallina“ (Kap. VII.5.2) unterhalb dieses Gebietes keine Verkarstungen festgestellt.



Abb. 23 - Rillenkarren auf der Oberfläche von Silikatmarmorlagen der Texel-Einheit. Mareiter Stein.

PROGETTO

CARG

III - GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

(S. Zanchetta, M. Cucato, C. Morelli, S. Poli, A. Zanchi)

Das Blatt 006 „St. Leonhard in Passeier“ im Maßstab 1:50.000 betrifft einen Abschnitt der zentralen Ostalpen, der durch tektono-metamorphe Einheiten des ostalpinen Systems gekennzeichnet ist. Das kartierte Gebiet umfasst auch einen kleinen Teil an permo-mesozoischen Bedeckungen, die im Zuge der alpinen Orogenese metamorph überprägt wurden. Das ostalpine Grundgebirge in der südöstlichen Blattecke, das im W und NW durch die Passeiertal-Linie und die Jaufen-Linie begrenzt ist, wird der St.-Leonhard-Einheit zugeordnet (Abb. 24). Es handelt sich hierbei um polymetamorphes Grundgebirge mit vorwiegend variszischer Metamorphose, gekennzeichnet durch das Auftreten von überwiegend Paragneisen und Glimmerschiefern mit untergeordneten Einschaltungen von Granitgneisen und Amphiboliten.

Die beiden oben erwähnten tektonischen Störungen bilden die südliche Grenze der ostalpinen Einheiten mit einer amphibolitfazialen Überprägung in der späten Kreidezeit. Unmittelbar im W und NW des Passeiertal-Jaufen-Störungssystems liegt die Texel-Einheit. Sie besteht aus Gneisen und Glimmerschiefern mit Einschaltungen von Marmoren, Kalkglimmerschiefern, Orthogneisen und Amphiboliten. Eine Besonderheit stellen Amphibolite mit Eklogitresten (Hochdruck-Metamorphose) dar, welche auf ein spät-kretazisches Alter datiert wurden. Das Alter der Ausgangsgesteine der Metasedimente bzw. der Amphibolite ist nicht bekannt, während Zirkondatierungen am Partschinser Orthogneis im angrenzenden Blatt 013 „Meran“ auf ein wahrscheinlich ordovizisches Alter der Orthogneis-Protholithe hindeuten.

Im NW der Texel-Einheit tritt die Schneeberger Einheit (*Complesso di Monteneve Auct.*) auf. Sie unterscheidet sich von der Texel-Einheit aufgrund der unterschiedlichen lithologischen Zusammensetzung. Am Übergang zur Texel-

Einheit bzw. generell in den Randbereichen der Schneeberger Einheit kommt eine charakteristische Vergesellschaftung von Marmoren, Kalkschiefern, Granat-Amphibol-führenden Gneisen sowie Schiefern, Amphiboliten und Quarziten vor. Der zentrale Bereich besteht hingegen aus einer monotonen Abfolge von Granatglimmerschiefern und Serizitschiefern von bleigrauer Farbe und phyllitischem Erscheinungsbild. Das Alter der Ausgangsgesteine ist bisher nicht geklärt. Auf Basis von möglichen Übereinstimmungen mit vergleichbaren Sedimentabfolgen in den Ostalpen werden sie dem Paläozoikum oder dem Mesozoikum zugeordnet.

Im nördlichen Blattbereich ist das polymetamorphe Grundgebirge des ausgedehnten tektono-metamorphen Ötztal-Stubai-Komplexes aufgeschlossen. Es überwiegen Zweiglimmergneise, teils Granat- und Amphibol-führend, leukokrate Orthogneise und Amphibolite, einige davon intrusiven Ursprungs (Pflerscher Gabbro/*Gabbro di Fleres Auct.*).

Etwa in der Blattmitte, im Übergangsbereich von der Schneeberger Einheit zum Ötztal-Stubai-Kristallin, sind Reste der ostalpinen mesozoischen Sedimentabfolge erhalten. Alpidische Metamorphose und Verformung führten zu einer tiefreichenden Überprägung der ursprünglichen Relationen zwischen den Bedeckungen und dem darunter liegenden Grundgebirge. Eine Pseudo-Stratigraphie konnte vor allem im Gebiet des Brennerpasses erarbeitet und auf das Gebiet des vorliegenden Blattes „St. Leonhard in Passeier“ ausgedehnt werden.

Die Abfolge besteht aus einem basalen Niveau aus Paragneisen und Glimmerschiefern mit reichlich Quarzlagen und -linsen (Basiskonglomerat *Auct.*, Perm(?)), gefolgt von Kalkschiefern und Quarzitschiefern (Virgloria-Formation, Trias). Über diesen Meta-Sandsteinen und Meta-Mergeln folgen Dolomitmarmore und Kalkmarmore (Wettersteindolomit *Auct.*, Trias) sowie Marmore und Kalkschiefer, die dem Raibl (Trias) zugeschrieben werden, und schließlich Dolomitmarmore, die einer metamorphen Fazies des Hauptdolomits (Norium) gleichgestellt werden.

Im großen Maßstab erscheint der strukturelle Bau im Blattbereich recht simpel. Die Großeinheiten zeigen eine generelle Ausrichtung ENE-WSW und folgen einander gemäß oben beschriebener Reihenfolge von SE nach NW (Abb. 24 und 25). Bei genauerer Betrachtung erkennt man jedoch die Komplexität der tektonischen Kontakte zwischen den verschiedenen Einheiten, die oftmals aufgrund des polyphasigen Charakters der alpidischen Deformation nur schwer abgegrenzt werden können. Örtlich wurden die ursprünglichen tektonischen Kontakte mehrfach verfalltet (z.B. bei St. Martin am Schneeberg/*San Martino in Monteneve*, im Bereich des bekannten Bergbaugebietes).

Die tektono-metamorphen Großeinheiten (Abb. 25) im Kartenblatt wurden nach Kriterien unterteilt, die bereits bei der Erstellung vom Blatt 013 „Meran“ Anwendung fanden.

Die **St.-Leonhard-Einheit** wird im NW durch die Jaufen-Linie und im W durch die Passeiertal-Linie begrenzt. Die Südgrenze, außerhalb des Blattgebietes

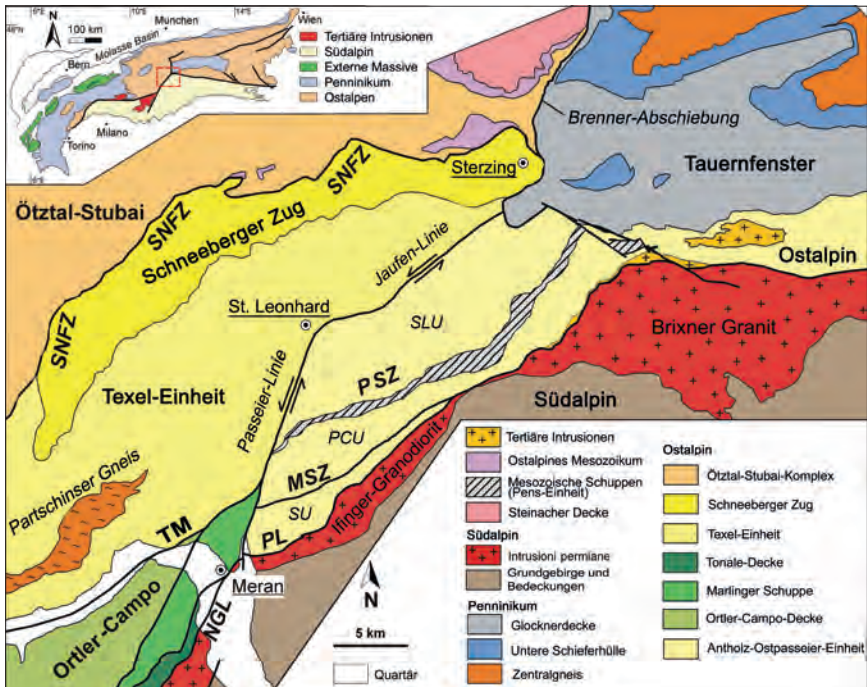


Abb. 24 - Regionale tektonische Übersichtskarte zwischen dem Vinschgau und dem Tauernfenster. SU: Schenna-Einheit; PCU: Hirzer-Einheit; SLU: St.-Leonhard-Einheit; SNFZ: Schneeberg Normal Fault Zone (Schneeberger Abschiebung; SÖLVA et alii, 2005); PSZ: Penser Scherzone; MSZ: Masul-Scherzone; TM: Thurnstein-Mylonite; PL: Periadriatisches Lineament; NGL: Nördliche Judikarien-Linie (modifiziert nach BARGOSI et alii, 2010).

(Abb. 24), wird durch die *Pens-Einheit*, einer komplexen Scherzone mit Resten von permo-mesozoischen ostalpinen Bedeckungseinheiten dargestellt. Die St.-Leonhard-Einheit umfasst gebänderte Paragneise, Glimmerschiefer und leukokrate Orthogneise.

Die **Texel-Einheit** erstreckt sich westlich der Passer und nördlich des Walten Baches/Rio di Valtina. Im Kartenblatt wird der östliche und südliche Kontakt durch das Passeiertal-Jaufen-Störungssystem markiert. Im Norden steht die Texel-Einheit über eine mylonitische Scherzone mit lokal kataklastischer Überprägung in Kontakt zur Schneeberger Einheit. Dieses Mylonitband quert die Nordflanke des Pfelderer Tals, verläuft im Norden von Moos in P. und setzt sich schließlich bis ins Ratschingstal und Ridnauntal, bzw. über die Blattgrenze hinaus fort. Eklogitreste mit einem radiometrisch bestimmten, alpidischen Alter von 85 Ma (HOINKES et alii, 1991; HÄBLER et alii, 2006; ZANCHETTA, 2007; BARGOSI et alii, 2010) stellen eine besondere Eigenschaft der Texel-

Einheit dar. Diese Einheit umfasst außerdem eine breite Zone mit ebenfalls alpidischem radiometrischen Alter (Alpine Mica Age Zone, AMA; THÖNI, 1988; THÖNI & HOINKES, 1983, 1987). Die Texel-Einheit besteht aus Paragneisen und Glimmerschiefern mit Einschaltungen von Orthogneisen, allen voran der Partschinser Granitgneis ordovizischen Alters außerhalb des Blattgebiets. Im obersten Abschnitt der Einheit, in der Nähe der Texelspitzen/*Cime di Tessa*, bzw. in Richtung des Kontaktes zur überlagernden Schneeberger Einheit, sind Einschaltungen von Marmoren, Quarziten und Amphiboliten vorhanden.

Die **Schneeberger Einheit** durchquert das gesamte Gebiet im Kartenblatt in Richtung ENE-WSW. Die Besonderheit dieser Einheit ist die bereits erwähnte lithologische Zusammensetzung, die sich deutlich von der darunter liegenden Texel-Einheit und dem Ötztal-Stubai-Kristallin unterscheidet. Das alpidische Alter der Mittel- bis Hochdruckmetamorphose (KONZETT & HOINKES, 1996) in den Metasedimenten der Schneeberger Einheit wird durch radiometrische Daten an Granatglimmerschiefern belegt (ca. 90 Ma; SÖLVA *et alii*, 2005).

Im NW steht die Schneeberger Einheit in Kontakt mit der *Ötztal-Decke*, die dem metamorphen Ötztal-Stubai-Komplex angehört. Der Kontakt zwischen den beiden Einheiten wird lokal von Myloniten unterstrichen und erscheint durch spätere Verfaltungen deformiert (mittleres Pfoßental/*Val di Fosse*).

Die **Ötztal-Decke** besteht aus einem polymetamorphen Grundgebirge mit einer vorwiegend variszischen Metamorphose gefolgt von einer alpidischen Überprägung. Es überwiegen verschiedenartige Paragneise mit Einschaltungen von leukokraten Orthogneisen, Amphiboliten und Granatglimmerschiefern.

Permische und triassische Sedimentabfolgen mit alpidischer Metamorphose liegen diskordant über dem Grundgebirge. Sie können dem Brennermesozoikum (*Auct.*) zugeordnet werden. Im Blattbereich kommen diese Sedimentabfolgen nur in begrenzten Aufschlüssen vor. Hinsichtlich Interpretation und stratigraphischer Zuordnung wird auf die Erkenntnisse im Gebiet des Brennerpasses zurückgegriffen, wo diese Bedeckungen verbreitet und kontinuierlich aufgeschlossen sind.

Der Festgesteinsuntergrund wird vielfach von quartären Ablagerungen variabler Mächtigkeit und Ausdehnung überdeckt. Diese sind zeitlich dem Oberpleistozän und dem Holozän zuzuordnen. Während der glazialen Tätigkeit des Letzten Glazialen Hochstandes (*Last Glacial Maximum* - LGM) war nahezu das gesamte Blattgebiet von Gletschern bedeckt. Die Gletscheroberfläche reichte auf Kote 2300-2500 m hinauf, sodass nur die höchsten Gipfel und Bergkämme aus den Eismassen ragten. Im Zuge des Spätglaziales wurde die allgemeine Rückzugsphase durch erneute Vorstöße unterbrochen, deren Auswirkungen in weiten Teilen des Kartenblattes, insbesondere in den Gletscherkaren und Hochtälern noch zu erkennen sind. In den tieferen Tallagen sind Gletscherspuren eher selten und vermischen sich mit den Ablagerungen des Pleniglazials. Derzeit sind etwa 3,5% des kartierten Gebietes von Gletschern bedeckt, zahlreiche Gletscherspuren belegen allerdings, dass während der sogenannten Kleinen Eiszeit mit Höhepunkt um das Jahr 1850 eine rund zweieinhalb Mal so große Fläche vergletschert war.

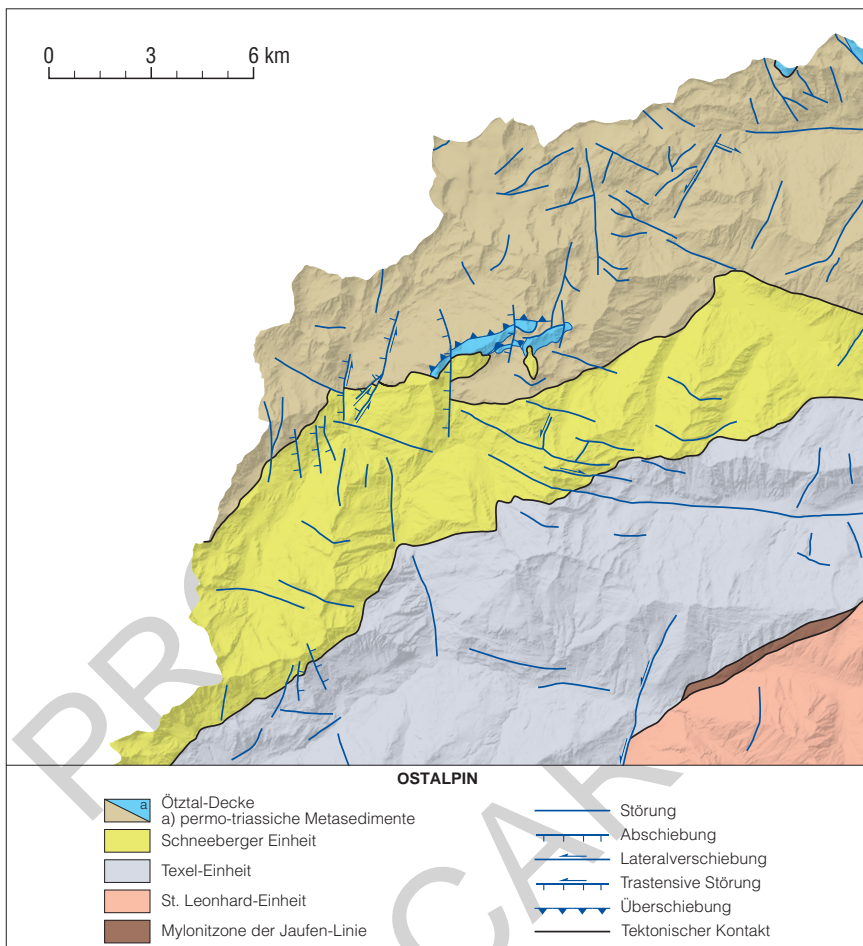


Abb. 25 - Tektonische Karte des Blattes 006 „St. Leonhard in Passeier“.

Im gesamten Kartenblatt und vorwiegend in den unteren Hangbereichen treten Ablagerungen von hangdynamischen Prozessen, Massenbewegungen und Lawinentätigkeit auf. Diese Prozesse setzten ab dem Postglazial ein und dauern bis in die jüngere Vergangenheit bzw. die heutige Epoche an.

Die Talbodenbereiche der Haupttäler sind in der Regel eng und vielfach in den Felsuntergrund eingekerbt. Als Sedimente dominieren grobkörnige Wildbachablagerungen. Eine Ausnahme bildet der Talboden des Ridnauntals, der eine komplexere Geschichte aufweist. Ein großer Bergsturz bei Ridnaun/Ridanna regelte einst das Tal ab und führte zur Bildung eines Sees. Ein Beleg

dafür sind die Terrassen aus sandig-siltigen Seesedimenten taleinwärts der Bergsturzmassen. Radiokarbondatierungen deuten auf ein Ereignis im oberen Pleistozän hin. Große Bergstürze mit natürlichen Stauseen sind an mehreren Orten bekannt. Im hinteren Passeiertal bei Rabenstein/*Corvara in P.* hat die Massenbewegung vom Gander Berg (Hahnebaum-Rutschung) einen historisch bekannten See aufgestaut, der mehrmals ausbrach und das Passeiertal bis nach Meran und darüber hinweg überflutete. Zwei bisher nicht beschriebene, relikte Bergsturzmassen wurden im Ratschingstal kartiert. Beide Körper sind stark umgeformt und werden teilweise von jüngeren Ablagerungen bedeckt. Jener oberhalb von Bichl/*Colle* hat zum Aufstau eines kleinen Sees geführt. Das Vorkommen von großen Bergstürzen und ausgedehnten Blockschuttfeldern steht in Zusammenhang mit steilen Hangbereichen, mehr jedoch mit Faktoren, die ein Ablösen der Felsmassen begünstigen, wie ein hoher Durchtrennungsgrad und eine hangauswärts gerichtete Hauptfoliation. Beispiele hierfür sind im Passeiertal und in einigen Seitentälern bekannt. Mitunter sind ganze Hangabschnitte in eine tiefgründige Massenbewegung verwickelt, wie etwa jene von St. Leonhard in Passeier.

Im Bereich von St. Leonhard in Passeier kann man Reste eines alten Kegels unterhalb glazialer Ablagerungen des LGM erkennen. Diese Bildungen können einer älteren morphogenetischen Phase während dem oberen Pleistozän (*Marine Isotope Stage/MIS 3*) zugeordnet werden.

IV - FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN

1. - HISTORISCHER ÜBERBLICK

(S. Zanchetta)

Das Passeiertal und das Pflerschtal sind in geologischer Hinsicht bereits ab 1237 n.Chr. dokumentiert. Die Täler finden Erwähnung in einem Bozner Notariatsbuch im Zusammenhang mit der Silbergewinnung aus den Bergwerksstollen von St. Martin am Schneeberg/*San Martino Monteneve* („*Argentum bonum de Sneberch*“). Das Silber wurde als Zahlungsmittel für eine Lieferung von Schwertern verwendet.

Die ersten regionalgeologischen Untersuchungen im Gebiet zwischen Passeiertal und Brennerpass/*Passo del Brennero* gehen auf STOTTER (1849, 1857), STOTTER (1859, 1868, 1873), FUCHS (1875a, b) und TELLER (1877, 1878a, b) zurück. In denselben Jahren erschienen auch die ersten geologischen Arbeiten zu den Sulfid-Vererzungen am Schneeberg und im Pflerschtal (SPERGES, 1821; BEUST, 1870; POSEPNY, 1879; ELTERLEIN, 1891; GRANIGG, 1908; GASSER, 1913). Die mesozoischen Sedimentbedeckungen zwischen Brennerpass und Schneeberg wurden von FRECH (1886, 1893) und SPITZ (1918) untersucht, insbesondere im Bereich der Tribulaun-Gruppe im Pflerschtal.

In den ersten Jahren des 20. Jahrhunderts erfolgten zahlreiche Untersuchungen zur Ausarbeitung der geologischen Karten im Auftrag der Österreichisch-Ungarischen Monarchie (Geologische Reichsanstalt); darunter seien besonders die Kartierungen in den ersten zwei Jahrzehnten des vorigen Jahrhunderts erwähnt: Im Passeiertal durch Hammer (1922, in SANDER & HAMMER, 1926), damals Direktor der Geologischen Reichsanstalt, und am *Schneeberger Gesteinszug* und im Südalpin durch Sander (1912, 1914a, b, 1920a, b, 1921).

In diesem Zeitraum wurden auch umfangreiche Untersuchungen an den

permischen und spät-känozoischen Plutonen entlang der Periadriatischen Linie (Brixner und Ifinger Granodiorit, Rieserferner Pluton) durch GRUBENMANN (1869, 1896a, b, 1897) und BECKE (1892, 1912, 1923) vorgenommen, während HAMMER (1912) sich dem metamorphen Grundgebirge im Vinschgau/*Val Venosta* und im Passeiertal widmete. Die Arbeiten am Ende des 19. Jahrhunderts wurden von BLAAS (1902) im bekannten *Geologischen Führer durch die Tiroler und Voralberger Alpen* gesammelt und zusammengefasst.

Nach einer erzwungenen Unterbrechung der geologischen Untersuchungen während des Ersten Weltkrieges, wurde im Anschluss G. DAL PIAZ mit der Erstellung der Blätter „Reschen“, „Meran“ und „Brixen“ der *Carta Geologica delle Tre Venezie* im Maßstab 1:100.000 beauftragt. Die Karte wurde im Namen von SANDER, veröffentlicht, der die Kartierungsarbeiten schon abgeschlossen hatte. Die entsprechenden Erläuterungen wurden 1926 von HAMMER & SANDER veröffentlicht.

Im gleichen Zeitraum führte SANDER (1914a, b, 1920a, b, 1921, 1925a, b) auch grundlegende Kartierungen im Tauernfenster durch, während CLAR (1931) die Untersuchungen an den Silbersulfid-Vererzungen am Schneeberg und in Pflersch wieder aufnahm.

Die bemerkenswerte Kartierungsarbeit in den frühen Jahren des vorigen Jahrhunderts lieferte fundamentale Kenntnisse über den komplexen geologischen Bau der Ostalpen. Auf dieser Grundlage wurde die damals neu aufkommende Theorie des Deckenbaus der westlichen und zentralen Alpen auf den östlichen Bereich der Alpenkette übertragen und es wurden die ersten Zusammenhänge zwischen den tektonischen Einheiten formuliert. TERMIER (1903, 1905, 1922) zeigte als erster die Bedeutung der tektonischen Fenster des Engadin und der Tauern auf und unterschied ein Penninikum und ein strukturell darüber liegendes Ostalpin. Diese Interpretation der Gesteinseinheiten in Form eines Deckenstapels fasste bereits Ende des 19. und Anfang des 20. Jahrhunderts Fuß und wurde von BERTRAND (1884), SCHARDT (1884, 1907), LUGEON (1901, 1902), LUGEON & ARGAND (1905), ARGAND (1909, 1911a, b, 1916) und SUSS (1909) vertreten.

Auf Grundlage dieser frühen Pionierarbeiten wurde die Deckenstruktur der Ostalpen überprüft und weiterverfolgt und insbesondere die Problematiken zum strukturellen Bau des Ostalpins vertiefend untersucht (KOBBER, 1923; STAUB, 1924, 1937, 1964; DAL PIAZ, 1931, 1942; BIANCHI, 1934; KLEBELSBERG, 1935).

In der Zwischenkriegszeit waren auch die österreichischen Geologen SCHMIDEGG (1932; 1933a, b, 1936) und SANDER (1920a, 1929) emsig tätig und lieferten zahlreiche Beiträge im Rahmen der Erstellung der geologischen Blätter „Sölden“ und „St. Leonhard“ der *Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich*.

Wie bereits erwähnt, hat die Untergliederung des Ostalpins in untergeordnete Decken ihren Ursprung in der Deckentheorie von STAUB. Der Autor teilte die vielen ostalpinen Decken den drei Hauptkomplexen Unterostalpin, Mittelostalpin und Oberostalpin, die durch regional bedeutende Überschiebungen voneinander getrennt sind, zu. Die Unterscheidung zwischen Unterostalpin und Mittel-

		OBEROSTALPIN (Paläozoische Serien, Grauwackenzone)
OBEROSTALPIN (Ötztal-Silvretta)	OBEROSTALPIN (Ötztal-Silvretta, Ortler- Campo-Languard-Laas-Pejo)	MITTELOSTALPIN (Ötztal-Silvretta, Ortler- Campo-Languard-Laas-Pejo)
<i>Schlinig-Linie</i>		
MITTELOSTALPIN (Ortler-Campo-Languard- Laas-Pejo)		
UNTEROSTALPIN (Err-Bernina)	UNTEROSTALPIN (Err-Bernina)	UNTEROSTALPIN (Err-Bernina)
STAUB (1924)	DAL PIAZ (1933-1937) SPICHER (1980) TRÜMPY (1980)	TOLLMANN (1987)

Abb. 26 - Übersicht der ostalpinen Decken in der Literatur (aus BARGOSI et alii, 2010).

Oberostalpin basiert auf den Überlegungen mehrerer Autoren im Gebiet der Zentralalpen und am Rand der tektonischen Fenster des Engadin und der Tauern.

STAUB (1924) unterteilte die Einheiten über dem Unterostalpin in zwei Komplexe oder Großdecken, das *Mittelostalpin* und das *Oberostalpin* (Abb. 26). Nach STAUB sind diese beiden Komplexe durch die *Schlinig-Linie* voneinander getrennt. Diese stellt demzufolge den südlichen Ausbiss der weiten Überschiebungsfäche des Oberostalpins auf das Mittelostalpin dar, bzw. der Überschiebung der *Ötztal-Decke* auf die *Ortler-Campo-Decke*. Andere Autoren (DAL PIAZ G.B., 1933-1937; HAMMER, 1938) maßten der Schlinig-Linie nicht dieselbe Bedeutung zu und fassten die zwei oberen Decken in einem einzigen Komplex, dem *Oberostalpin*, zusammen.

Diese tektonische Gliederung wurde von TOLLMANN (1975, 1977, 1987) weiter ausgearbeitet und in einem von FLÜGEL & FAUPL (1987) herausgegebenen Band dargestellt. Den bisherigen ostalpinen Deckenkomplexen wurden die Reste der paläozoischen und mesozoischen Bedeckungen aufgesetzt. Diese sind unterschiedlich stark deformiert und metamorphosiert und zwischen dem Brennerpass und dem mittleren Inntal aufgeschlossen (Abb. 26). Dieser Decke wurden die Steinacher Phyllite im Hangenden des „Brennermesozoikums“ *Auct.* (SANDER, 1925b; KÜBLER & MÜLLER, 1962) sowie die Schleyerwand-Klippe (*M.te Velo*), die im Hangenden der triassischen Abfolgen der Telfer Weißen/*Cime Bianche* oberhalb von Sterzing auftritt, zugeordnet.

In jüngerer Zeit wurden die klassischen Unterteilungen des Ostalpins auf Basis neuer petrologischer und geochronologischer Daten, die seit den 1990er Jahren gewonnen wurden, revidiert. Anhand dieser Daten konnten HOINKES et

alii (1999) innerhalb des Ostalpins tektono-metamorphe Einheiten erkennen, die eine bedeutende alpidische Deformation und Metamorphose erfuhren, sowie Einheiten, die alpidisch nur geringfügig gezeichnet sind. Diese beiden ostalpinen Gruppen sind durch ein Störungssystem und Scherzonen voneinander getrennt, das von HOINKES *et alii* (1999) als SAM (*Southern limit of Alpine Metamorphism*) bezeichnet wird. Die Einheiten mit alpidischer Metamorphose im Blattbereich sind die tektono-metamorphe Texel-, die Schneeberger und die Ötztal-Decke. In der Schneeberger Einheit und in der Texel-Einheit treten Gesteine auf, die ein spät-kretazisches Hochdruckereignis erfuhren. Sie wurden in der *Tektono-Metamorphen Karte der Alpen* von SCHMID *et alii* (2004) im *Koralpe-Wölz Hochdruck-Deckensystem* ("Koralpe-Wölz high pressure nappe system") dargestellt, welches die ostalpinen Einheiten mit einem solchen Metamorphereignis in den Ostalpen zusammenfasst.

2. - STRUKTURELLER BAU UND TETKONO-METAMORPHE ENTWICKLUNG DES OSTALPINS (S. Zanchetta, A. Zanchi, S. Poli)

2.1. - REGIONALER TEKTONISCHER BAU UND DEFORMATION

Das Gebiet im vorliegenden Kartenblatt befindet sich in einem Schlüsselgebiet der alpinen Gebirgskette, zwischen dem Engadiner Fenster im Westen und dem Tauernfenster im Osten; es wird hauptsächlich von polymetamorphen, kristallinen Grundgebirgseinheiten und isolierten Resten von wahrscheinlich permo-triassischen Sedimentbedeckungen aufgebaut. Die Deformationsstrukturen und die Metamorphose der Bedeckungseinheiten sowie deren Verhältnisse zu den darunter liegenden Grundgebirgseinheiten erwiesen sich von entscheidender Bedeutung für das Verständnis der alpidischen Entwicklung dieser Gebirgsregion.

Die tektonischen Haupteinheiten erstrecken sich grob in Richtung NE-SW und werden durch duktile wie auch spröde Scherzonen begrenzt (siehe Kap. III und Abb. 27), einige davon weisen auch eine mehrphasige Geschichte auf. Obwohl diese Lineamente bereits bekannt waren und zum Teil auch im Blatt Nr. 4 „Meran“ der Geologischen Karte von Italien im Maßstab 1:100.000 (AA.VV., 1971) Beachtung fanden, wurde das kristalline Grundgebirge im Norden von Meran nur in zwei Einheiten unterteilt, einem *Komplex Meran-Mauls-Antholz und der Stubai Alpen* (*Complesso di Merano-Mules-Anterselva e delle Breonie*) sowie einem *Schneeberg-Komplex* (Schneeberger Zug, *Complesso di Monteneve*). Das metamorphe Grundgebirge im Bereich der geographischen Texel-Gruppe wurde dem südlichen Teil des Ötztal-Stubai-Komplexes („Altkristallin“ in den Karten von SANDER & HAMMER, 1926, und in den Arbeiten von SCHMIDEGG, 1933, 1936) einverleibt.

Diese Interpretationen rückten die Frage nach der „stratigraphischen“ Kontinuität zwischen dem Grundgebirge des Meran-Mauls-Antholz-Komplexes und dem Schneeberg-Komplex in den Mittelpunkt. Eine Kontinuität wurde unter anderem von SANDER (1920), SCHMIDEGG (1933) und DAL PIAZ (1936) unterstützt. Weitere Hypothesen betrachteten den Schneeberg-Komplex als Stirnabschnitt einer aus dem Süden stammenden Decke (SANDER, 1926), oder als tiefste Wurzelzone der Steinacher Decke (SANDER, 1929; DAL PIAZ, 1933; SCHMIDEGG, 1949; TOLMANN, 1963) und deshalb höhergradig metamorphosiert als die nördlichen Abschnitte sowie in der Folge in eine Synklinale einbezogen und nach Süden überkippt (Abb. 28). Die Komplexität der strukturellen Beziehungen zwischen dem Schneeberger Zug, dem Grundgebirge der Stubaier Alpen sowie den permo-triassischen Sedimentbedeckungen im Bereich von Schneeberg und der Telfer Weißen (Sterzing) wurde von mehreren Autoren behandelt und beschrieben (SANDER, 1926; DAL PIAZ, 1933, 1936 e 1937; SCHMIDEGG, 1936; TOLMANN, 1963; FRIZ, 1969), ohne jedoch auf einen gemeinsamen Nenner zu kommen.

Neben dem regionalen tektonischen Bau wurden auch die Deformationsstrukturen in den verschiedenen Grundgebirgseinheiten mehrfach untersucht. Der SW-Rand des Schneeberger Zuges sowie der gesamte Grundgebirgsabschnitt der Ötztal-Decke (ehemals Ötztal-Altkristallin) sind im Aufschluss und im großen Maßstab durch isoklinale Falten mit subvertikaler Achse gekennzeichnet. Diese Strukturen wurden von SANDER (1912, 1929) erstmals erkannt und als sogenannte „Schlingen“ beschrieben. SCHMIDEGG (1936) zog für diesen Falten typ eine Entwicklung in tiefen Krustenbereichen in Betracht (*Schlingentektonik*). PURTSCHELLER (1969), GREGNANIN & PICCIRILLO (1972), SCHMIDT (1965) und THÖNI (1981) sowie die bereits erwähnten

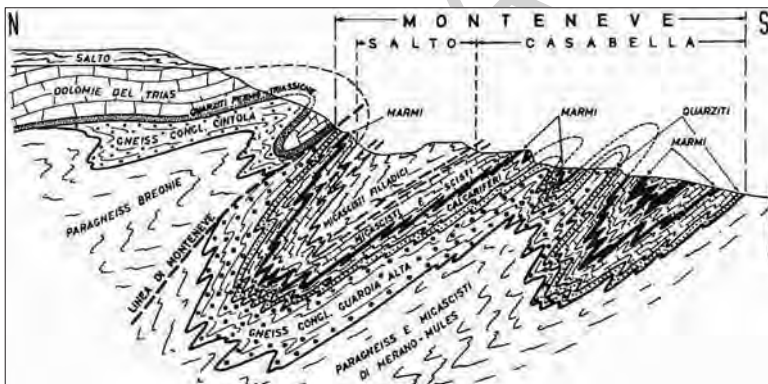


Abb. 28 - Idealisierter geologischer Schnitt durch den Schneeberger Zug mit Darstellung der strukturellen Beziehungen zwischen Schneeberg-Komplex, dem Komplex Meran-Mauls-Stubai und den mesozoischen Sedimentbedeckungen (aus ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN, 1980).

holländischen Autoren nahmen für diese Strukturen ein variszisches Alter an, wohingegen SANDER (1929), KOBER (1955), TOLLMANN (1963) und SCHMIDEGG (1964) ein alpidisches Alter ansetzten. Die Besonderheit dieser Strukturen büßte in der Folge an Wichtigkeit ein, nachdem sie als Interferenz von unterschiedlichen Faltenereignissen interpretiert wurden (VAN GOOL *et alii*, 1987; SPALLA, 1990; ZANCHETTA, 2005; ZANCHI *et alii*, 2009; ZANCHETTA, 2010; KRENN *et alii*, 2011; BARGOSI *et alii*, 2010) und somit keine Besonderheit in der Entwicklung unterstreichen.

Die ersten Rekonstruktionen der zeitlichen Abfolge der Deformationsphasen, insbesondere im Hinblick auf das Grundgebirge von Meran-Mauls, wurden von ADAMI *et alii* (1964) und GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b) vorgeschlagen. Diese Autoren beschrieben mehrere Deformationsphasen, wobei die ersten beiden (D_1 und D_2) die Entwicklung der regionalen Schieferung in Amphibolitfazies steuerten.

GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b) erarbeiteten auch eine regionale Pseudo-Stratigraphie der Protolithe des Meraner Grundgebirges, von den gebänderten Paragneisen an der Basis bis zu den silberfarbenen Glimmerschiefern am Top. Die Marmore treten dabei nie zusammen mit den Paragneisen, sondern einzig in Gesellschaft mit den Glimmerschiefern auf. Diese „Lithostratigraphie“ wurde anschließend von GREGNANIN (1980) durch die überlagernden Phyllite und Marmore am Top ergänzt.

Anhand einer mikrostrukturellen Analyse verglichen GREGNANIN & PICCIRILLO (1972, 1974) die Paragenesen des Meran-Mauls-Grundgebirges im Passeiertal mit jenen der Ötztal-Decke und richteten den Fokus auf die Unterschiede. Im Besonderen zeigten sie, dass in den Paraderivaten der Ötztal-Decke eine Dekompressionsphase auftritt, hervorgehoben durch die generelle Instabilität von Almandin in den Metapeliten und dessen Umwandlung in Biotit \pm Sillimanit sowie durch eine schwach ausgeprägte Neubildung von Andalusit.

Im Grundgebirge des Passeiertals wurde, neben den D_1 - und D_2 -Phasen, welchen die Bildung isoklinaler Falten und der regionalen Schieferung zuzuordnen sind (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972, 1974; VAN GOOL *et alii*, 1987; SPALLA, 1990, 1993), eine weitere Deformationsphase D_3 ausgemacht, die nach GREGNANIN *et alii* (1995) für die meisten Interferenzmuster der unterschiedlichen Verfaltungen des Grundgebirges verantwortlich zeichnet.

Auch der Schneeberger Zug unterlag (in Übereinstimmung mit HELBIG & SCHMIDT, 1978; MAURACHER, 1981; VAN GOOL *et alii*, 1987) denselben Deformationen wie das angrenzende Grundgebirge. GREGNANIN & VALLE (1995) führten Untersuchungen zur Metamorphose und den Strukturen im Schneeberger Kars und in den Kontaktbereichen zwischen dem Schneeberger Zug, den permo-triassischen Sedimentbedeckungen und dem darunter liegenden Ötztaler Grundgebirge durch. Die Ergebnisse stimmen grundsätzlich mit jenen von VAN GOOL *et alii* (1987) und dessen Vorreitern überein, im Sinne einer Entwicklung der Hauptschieferung während der Deformationsphasen D_1 und D_2 sowie einer charakteristisch postkinematischen Kristallisation von Biotit

und Hellglimmer in den Paragneisen und Glimmerschiefern. Außerdem wurde der nachfolgenden Deformation D_3 eine untergeordnete Schieferbildung und Metamorphose in retrograder Grünschieferfazies zugeordnet. GREGNANIN & VALLE (1995) unterstreichen, dass die D_3 -Deformation trotz ihrer sekundären Rolle auf mikroskopischer und mesoskopischer Ebene für den geometrischen Bau im regionalen Maßstab wichtig war. Eine allgemeine Betrachtung von GREGNANIN *et alii* (1995) schrieb dieser Phase D_3 einen Großteil der großen Strukturen im hinteren Passeiertal oberhalb von St. Leonhard in Passeier zu. Hierzu zählen nicht nur die bereits genannten *Schlingen*, sondern auch die typischen südvergenten Strukturen mit NW-geneigter Achsenebene und subhorizontaler, NE-SW-streichender Achse. Die restlichen mesoskopischen Falten wurden der Deformationsphase D_2 zugeschrieben, wenn auch die Phase D_3 oftmals diese D_2 -Faltenstrukturen parallel zur eigenen Haupttrichtung ausrichtete.

Dieser strukturelle Bau ist dem Schneeberg-Komplex, dem Meran-Mauls-Komplex und dem Stubai-Komplex gemein und erstreckt sich durchgehend vom hinteren Passeiertal im Norden bis zum Meraner Kessel und der linken Vinschgauer Talflanke im Süden, ab wo die angenommene Fortsetzung der Schlingig-Linie verlaufen sollte. STAUB (1924) betrachtete diese Linie als den südlichen Ausbiss der Überschiebungsfläche der Ötztal-Decke über die Ortler-Campo-Decke. Spätere Arbeiten (SCHMID & HAAS, 1989) interpretierten den westlichen Abschnitt der Schlingig-Linie als eine seichte Scherzone, entlang welcher das Ötztaler Kristallin über die Sedimenteinheiten der Engadiner Dolomiten geschoben wird. In Richtung Osten (Vinschgau) taucht die Linie ab und setzt sich als intrakrustale Scherzone mit mehreren Hundertermetern Mächtigkeit fort und quert das untere Schnalstal, wie bereits von STAUB (1924) angenommen, allerdings mit W-gerichteter Verlagerung der Einheiten im Hangenden (Ötztaler Kristallin *Auct.*), wie in den ostalpinen Grundgebirgseinheiten östlich der Tauern (RATSCHBACHER, 1986).

Ab den 1980er Jahren standen zunehmend neue radiometrischen Altersbestimmungen zur Verfügung (THÖNI, 1981). Laut diesen Daten weisen die Strukturen und Mineralparagenesen, die im Schneeberger Zug und im Meran-Mauls-Grundgebirge südöstlich davon auftreten, ein alpidisches Alter auf.

Wenig später wurden im Passeiertal einige Eklogitrelikte erkannt (POLI, 1991; HOINKES *et alii*, 1991), die ebenfalls ein alpidisches Alter aufweisen (HOINKES *et alii*, 1991). Diese Erkenntnisse führten zu einer neuen Unterteilung des Meran-Mauls-Grundgebirges, das bis dahin als ein Teil des südlichen Abschnittes des Ötztal-Komplexes angesehen wurde. Der Abschnitt im Süden des Schneeberger Zuges wurde vom restlichen Ötztal-Komplex getrennt und in einer eigenständigen, tektono-metamorphen Einheit (Texel-Einheit, *Texel-Komplex*) dargestellt, gekennzeichnet durch ein Hochdruckereignis in der späten Kreidezeit (HOINKES *et alii*, 1991; SÖLVA *et alii*, 2001). Die S- und SE-Grenze der Texel-Einheit wird vom Passeiertal-Jaufen-Störungssystem gebildet, einem Abschnitt des großen tektonischen Defereggan-Antholz-Vals-Störungssystems (DAV), welches die südliche Grenze der alpidischen Metamorphose im

ostalpinen Grundgebirge der Ostalpen darstellt (SAM, *Southern limit of Alpine Metamorphism*, HOINKES *et alii*, 1999; MANCKTELOW *et alii*, 2001; MÜLLER *et alii*, 2001). Im Norden wird die Texel-Einheit durch den Schneeberger Zug begrenzt, der ebenfalls eine alpidische Metamorphose erfuhr, allerdings unter niedrigeren Druckbedingungen als die Texel-Einheit (KONZETT & HOINKES, 1996; SÖLVA *et alii*, 2005).

Beide Einheiten wurden in der Folge in Kontakt zum Ötztaler Grundgebirge gestellt, welches nur eine schwache alpidische Überprägung erfuhr. In diesem Zusammenhang fungierte der Schneeberger Zug als eine krustale Scherzone (*Schneeberg Normal Fault Zone*, SÖLVA *et alii*, 2005), in deren Liegendem der Hochdruckkeil der Texel-Einheit extrudiert wurde.

Diese Interpretation des regionalen tektonischen Baus, erscheint im Blattgebiet zutreffend und vertretbar. Etwas komplexer erscheint dieser hingegen Richtung Westen, wo der Westrand des Schneeberger Zuges zusammen mit dem Grundgebirge der Texel-Einheit und der Ötztal-Decke durch spätere Deformationsphasen verfaultet wurde und die ursprünglichen tektonischen Kontakte teilweise nicht mehr zu erkennen sind (ZANCHI *et alii*, 2009; ZANCHETTA, 2010; KRENN *et alii*, 2011).

2.2. - TEKTONO-METAMORPHE ENTWICKLUNG

Das Alter der Metamorphose im kristallinen Grundgebirge des Ostalpins im Bereich des Blattes „St. Leonhard in Passeier“ und der angrenzenden Blätter „Meran“, „Sterzing“ und „Schlanders“ ist seit jeher Gegenstand heftiger Diskussionen, insbesondere was das Vorhandensein bzw. Nichtvorhandensein und die P-T Bedingungen der alpidischen Überprägung betrifft. Die Erkennung von alpidischen Strukturen wird aufgrund der vielfach fehlenden, permomesozoischen (meta)sedimentären Bedeckungen erschwert. An anderen Stellen der Alpenkette erlaubten die Sedimentbedeckungen hingegen eine Unterscheidung zwischen variszischer und alpidischer Deformation und Metamorphose.

Im Bereich des Blattes „St. Leonhard in Passeier“ betreffen die Sedimente bzw. Metasedimente die Pens-Mauls-Synklinale (*Penser-Mauls Auct.* SANDER, 1925b; SANDER & HAMMER, 1926), die im Blatt 013 „Meran“ als *Pens-Einheit* bezeichnet wird, die Kalk- und Dolomitmarmore der Schneeberger Weißen und der Telfer Weißen sowie das Brennermesozoikum weiter im Osten.

Der schwach metamorphe Charakter der Bedeckungseinheiten wurde bereits von KÜBLER & MÜLLER (1962) erkannt. Ihre Beziehung zu den Deformationsstrukturen im darunter liegenden Grundgebirge, von einer Metamorphose begleitet oder auch nicht, wurde erst später aufgelöst. Die ersten radiometrischen Altersbestimmungen (SCHMIDT *et alii*, 1967; SATIR, 1975) an Gesteinen des Schneeberger Zuges und des Ötztal-Komplexes lieferten erste Hinweise auf eine mögliche alpidische Überprägung im Kristallin, das bis dahin

allgemein als variszisch metamorph angesehen wurde. Die Datierungen lieferten Metamorphosealter zwischen 130 und 80 Ma in Biotiten, die postkinematisch zur regionalen Schieferung (D_2 , siehe vorheriges Kapitel) entstanden. Spätere und genauere radiometrische Datierungen untermauerten zusammen mit petrologischen Analysen (THÖNI, 1980; PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1982) die Hypothese, dass sowohl der Schneeberger Zug, als auch das Ötztal-Meran-Mauls-Grundgebirge eine alpidische Metamorphose erfuhren. Eine systematische Analyse der metamorphen Paragenesen in permo-triassischen Gängen des Ötztal-Kristallins erlaubte es PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982), im Ötztal-Kristallin eine progressive Zunahme des Metamorphose-Grades von NW nach SE zu definieren. Im NW des Schneeberger Zuges erreichte die alpidische Metamorphose mittel- bis niedriggradige Bedingungen (Serizitisierung von Staurolith und Bildung von Chloritoid), während der Schneeberger Zug und der Meran-Mauls-Komplex (fortan Texel-Einheit genannt) eine amphibolitfazielle Paragenese mit einem Wuchs von Biotit, Granat, Staurolith und Kyanit in den Paraderivaten aufweisen. Das Gebiet von Schneeberger Zug und Texel-Einheit wurde als AMA, *Alpine Mica Age Zone*, oder AST, *Alpine Staurolite Zone* (THÖNI, 1988; THÖNI & HOINKES, 1983, 1987), bezeichnet. Dadurch soll unterstrichen werden, dass es sich um ein variszisches Grundgebirge handelt, das durch eine signifikante metamorphe Überprägung alpidischen Alters gekennzeichnet ist. Das Ausmaß der alpidischen Neubildungen wurde von GREGNANIN & VALLE (1995) im Gebiet des Schneeberger Kars und des Egetentals bestimmt. Hier wurden die Beziehungen zwischen Deformationsstrukturen und Metamorphose sowohl im Grundgebirge, als auch in den Bedeckungseinheiten eingehend untersucht. Die Autoren beschreiben in den Metakonglomeraten und den darüber liegenden, permo-triassischen Kalkschiefern und Dolomitmarmoren eine Foliation, die schräg zur S_0 verläuft und in den Metakonglomeraten durch Hellglimmer und grünen Biotit sowie Granatbildung gekennzeichnet ist. Die Winkeldiskordanz zwischen Sedimentbedeckungen und Grundgebirge ist hier gut erhalten und durch einen entsprechend abgeschnittenen andesitischen Gang bestätigt, welcher seinerseits erst nach der Ausbildung der regionalen Schieferung ins Ötztal-Grundgebirge intrudierte (Abb. 29). Die Gänge zeigen eine schwache, von Biotit gekennzeichnete Foliation sowie eine gering ausgeprägte Neuordnung des ursprünglich magmatischen Gefüges. Die Granat-führende Mineralparagenese deutet auf Metamorphosebedingungen von 550°C und 1 GPa hin. Diese Gänge sind Teil der von PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982) beschriebenen Ganggesteine, deren Metamorphose von THÖNI (1981, 1983) auf rund 90 Ma datiert wurde.

Die alpidische Metamorphose wirkte sich auch auf die permischen und triassischen Bedeckungen aus und erreichte im Bereich von Schneeberg eine Temperatur von 500°C (JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1973) bzw. etwas niedrigere Temperaturen (Grünschieferfazies) im Tribulaun-Gebiet und im restlichen Brennermesozoikum weiter nördlich (HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1978; BORSI *et alii*, 1980; SASSI *et alii*, 1980).

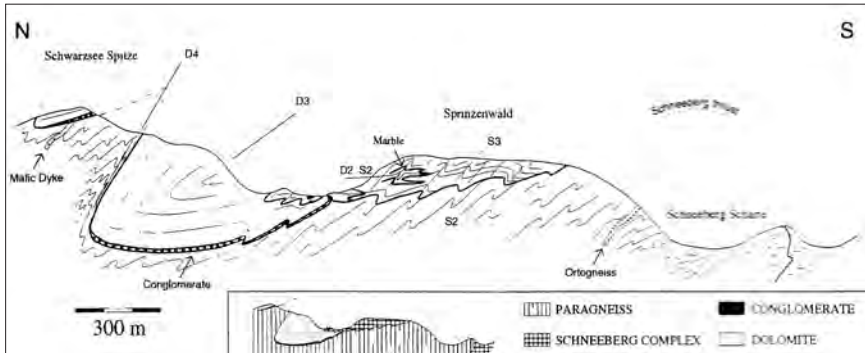


Abb. 29 - Schematische Darstellung der strukturellen Beziehungen und mesoskopischen Gefügeelemente im Ötztal-Grundgebirge, in den Ganggesteinen und den darüber liegenden, permo-mesozoischen Bedeckungen. Örtlichkeit: Schwarzseespitze (aus GREGNANIN & VALLE, 1995).

Bedeutende neue Daten zur alpidischen Entwicklung des Grundgebirges der Texel-Einheit wurden in den 1990er Jahren veröffentlicht, als in den Granat-Amphiboliten bei Saltaus/Saltusio und Moos in Passeiertal/Moso in Passiria Eklogitreste angetroffen wurden (HOINKES *et alii*, 1991; POLI, 1991). Radiometrische Altersbestimmungen an Glimmer (Rb-Sr, HOINKES *et alii*, 1991) und in jüngerer Zeit an Granaten (Sm-Nd, HÄBLER *et alii*, 2006) und Zirkonen (BARGOSI *et alii*, 2010, ZANCHETTA *et alii*, 2013) ergaben für das metamorphe Hochdruckereignis ein Alter zwischen 90 und 85 Ma. Ähnliche Datierungen wurden auch für die amphibolitfaziellen Mineralparagenesen der Amphibolite ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, KONZETT & HOINKES, 1996) und der Glimmerschiefer (Sm-Nd an Granat, SÖLVA *et alii*, 2005) des Schneeberger Zuges ermittelt. Unter Berücksichtigung all dieser Daten ergibt sich ein detaillierteres Bild zur tektono-metamorphen Entwicklung des Texel-Komplexes und des Schneeberger Zuges. Demnach ist die Hypothese zulässig, dass ein guter Teil, wenn nicht sogar die Gesamtheit der heute vorliegenden Strukturen und Metamorphosen der alpidischen Orogenese zugeschrieben werden kann (Abb. 30).

Die präalpidische Geschichte der im Kartenblatt aufgeschlossenen Einheiten ist bereichsweise noch zu erkennen. Ab den späten 1960er Jahren wurde von einigen Autoren (SASSI *et alii*, 1978; BORSI *et alii*, 1980; DEL MORO *et alii*, 1982), innerhalb der Texel- und der Ötztal-Einheit, eine zweifache, präalpidische Metamorphose angenommen, nämlich eine erste kaledonische und eine zweite variszische. Diese Hypothese basierte vor allem auf einer möglichen „kaledonischen“ Diskordanz innerhalb der Phyllite im östlichen Venetien (Comelico), mit einem entsprechenden Basalkonglomerat, sowie auf dem verbreiteten Vorkommen von intermediär-sauren Magmatiten als Protolithe nahezu aller Orthogneise des Ostalpins.

Die ältesten datierten Gesteine in der Ötztal-Decke betreffen Intrusionen von

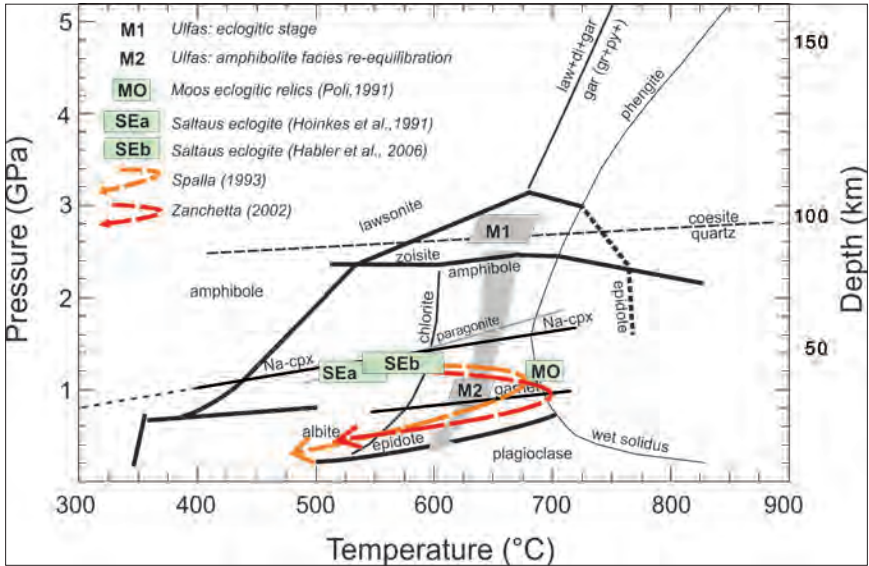


Abb. 30 - P-T-t-Pfade (Druck-Temperatur-Zeit-Deformation) für die Texel-Einheit (aus BARGOSSİ et alii, 2010) mit den verschiedenen P-T-Bedingungen der eklogitifizierten Metamorphose in der Texel-Einheit.

Gabbros, Dioriten und Tonaliten und liegen zwischen 487 und 540 Ma (MILLER & THÖNI, 1995; THÖNI, 1999; HOINKES *et alii*, 1997). Eine zweite Platznahme von sauren Intrusionen fand zwischen 485 und 420 Ma statt. Dies wird durch das magmatische Alter der Ötztaler granitoiden Orthogneise (KLÖTZLI-CHOWANETZ *et alii*, 1997; THÖNI, 1999) und der Texel-Einheit (Partschinser Orthogneis, ZANTEDESCHI *et alii*, 1991) belegt. Diese letzte Intrusion erfolgt weitgehend zeitgleich mit einer hochgradigen Metamorphose, die bereichsweise zur teilweisen Aufschmelzung der Nebengesteine der Orthogneise führte. Relikte dieses Ereignisses sind im mittleren (Winnebach-Migmatit) und westlichen Ötztal (Verpeil- und Nauderer Gaisloch-Migmatit) erhalten (HOINKES *et alii*, 1973; SÖLLNER & HANSEN, 1987; BERNHARD *et alii*, 1996; KLÖTZLI-CHOWANETZ *et alii*, 1997; SÖLLNER, 2001; THÖNI *et alii*, 2008 mit Literaturnachweis). Die erwähnten Migmatite stellen die einzigen bekannten Relikte der kaledonischen Metamorphose dar. Das nachfolgende variszische Ereignis löschte die älteren Strukturen weitestgehend aus. Eine frühe Hochdruckphase (2,7 GPa und 730 °C) um 350-360 Ma wurde in den Eklogiten im mittleren und nördlichen Ötztal datiert (MILLER & THÖNI, 1995, mit Literaturnachweis). Die Protolithen der Eklogite sind die oben erwähnten, prä-kaledonischen mafischen Intrusionen (530-521 Ma, MILLER & THÖNI, 1995; THÖNI *et alii*, 2008). Auf die erste Hochdruckphase folgte eine amphibolitfaziale Metamorphose. Diese war ebenfalls mit hohen Temperaturen verbunden und steht im Ursprung der regionalen Schieferung, die

noch heute das dominierende mesoskopische Gefüge im Ötztaler Grundgebirge darstellt (BERNHARD *et alii*, 1996; TROPPER & HOINKES, 1996; KAINDL *et alii*, 1999; NEUBAUER *et alii*, 1999).

Das älteste Element in der Texel-Einheit ist der Partschinser Biotitorthogneis mit einem magmatischen Alter von 440 Ma (ZANTEDESCHI *et alii*, 1991).

Die präalpidische Geschichte des Schneeberger Zuges ist zum Teil noch nicht geklärt. JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN (1965, 1971) übernahmen den Ansatz einer alpidischen Metamorphose der Schneebergerschiefer auf Basis der Biotit-Datierungen von SCHMIDT *et alii* (1967) und nahmen für deren Protolithe ebenfalls ein alpidisches Alter an. Ausschlaggebend hierfür war ein vermutetes „Basalkonglomerat“ an der Basis des Schneeberger Zuges im Bereich des Egetjochs/*Passo dell'Erpice* (Passeiertal). Später änderten die Autoren ihre Meinung und gingen von einer schwachen variszischen Metamorphose im Schneeberger Zug aus, gefolgt von einem prägenden, alpidischen Ereignis (ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN, 1980). Der Ansatz einer monometamorphen Entwicklung im Schneeberger Gebiet wurde von mehreren Autoren aufgegriffen (MAURACHER, 1981; KONZETT & HOINKES, 1996; SÖLVA *et alii*, 2005), wobei die Annahmen im Wesentlichen auf den Paragenesen und den Zonierungsmerkmalen von Granat-PorphYROblasten beruhten, die nach Ansicht der Autoren auf eine einzige Wachstumsphase hindeuten. Andere Autoren (HELBIG & SCHMIDT, 1978) schlugen stattdessen ein prävariszisches Alter für die sedimentären Schneeberger Protolithe vor, da sie die gleichen „Schlingen“ wie das Ötztaler Grundgebirge aufweisen.

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt gibt es keine sicheren Daten zum Alter der sedimentären Protolithe des Schneeberger Zuges.

2.3. - ALPIDISCHE GEODYNAMISCHE ENTWICKLUNG

Der Übergang von den Theorien einer isostatischen Gebirgshebung zur Existenz von tektonischen Deckensystemen erfolgte in den Ostalpen später als im westlichen Sektor der Alpenkette. TERMIER (1904) entwarf als erster das Konzept eines „tektonischen Fensters“ (siehe oben) und legte die Lagerungsverhältnisse zwischen Bedeckungseinheiten und Grundgebirge nicht als „Doppelfalten“, sondern als überlagerte tektonische Decken aus. Dies implizierte die Möglichkeit, dass tektonische Einheiten über Dutzende, wenn nicht gar Hunderte von Kilometern transportiert und verschoben werden können. DAL PIAZ (1905, 1912) arbeitete diesen neuen Ansatz weiter aus und schlug eine neue Interpretation der Venetischen Alpen in Form einer südvergente Faltenkette vor. Mit den Arbeiten von ARGAND (1916) und den auf die Ostalpen ausgeweiteten Grundsätzen von KOBER (1923) und STAUB (1924) setzte sich die Deckentheorie endgültig durch. Diese Autoren verstanden schnell die Reichweite und die Auswirkungen der Kontinentaldrift von WEGENER (1912, 1915) auf das Verständnis der geodynamischen Entwicklung der Alpen. Bei den geologischen

Untersuchungen der Ostalpen wurde schließlich durch AMPFERER (1923) die Theorie einer Überschiebung bzw. einer Unterströmung unterhalb der Kruste („Verschluckung“) geboren, die später von AMSTUTZ (1955) in „Subduktion“ umbenannt wurde.

Nach dem Aufstieg der Plattentektonik-Theorien in den 1970er Jahren haben die Untersuchungen und das Verständnis von orogenetischen Prozessen einen beachtlichen Auftrieb erhalten. In den Westalpen beeinflusste die Entdeckung, dass große Teile der Kontinentalkruste bis in subkrustale Tiefen subduziert werden können (eklogitische Sesia-Lanzo-Einheit in den Westalpen, ERNST, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1972) stark die Weiterentwicklung der geodynamischen Theorien zur alpidischen Orogenese.

In den Ostalpen wurde zwar der Begriff „Eklogite“ im Zusammenhang mit einer Hochdruckmetamorphose von Gabbros der Ostalpinen Koralpe-Saualpe-Einheit geprägt (HAUY, 1822), jedoch wurde die Möglichkeit einer Subduktion von Teilen der kontinentalen Kruste im Wesentlichen abgelehnt und ein Konzept der Oberflächentektonik vorangetrieben (*flake tectonic*, OXBURGH & TURCOTTE, 1974; HAWKESWORTH *et alii*, 1975).

Mit der Ausarbeitung der geodynamischen Modelle gingen auch die entsprechenden paläogeographischen Rekonstruktionen der verschiedenen Entwicklungsstadien der Alpenkette einher. Diese reichen zurück bis zu den Rift-Phasen, die ab dem Perm zur Öffnung des ozeanischen Beckens der alpinen Tethys führten (STAMPFLI & BOREL, 2002 mit Literaturnachweis). Ab dem Oberjura, bzw. infolge der Öffnung des Nordatlantiks (ROSENBAUM *et alii*, 2002 mit Literaturnachweis), begannen Afrika und Eurasien, sich aufeinander zuzubewegen, wodurch eine Subduktionsprozess unterhalb des afrikanischen Kontinentalrandes einsetzte. Die schnelle Schließung der westlichen Tethys führte zur Kollision der Kontinente. Diese begann zur Kreidezeit im Bereich der heutigen Ostalpen und setzte sich bis ins Tertiär im Bereich der heutigen Zentral- und Westalpen fort. Als Auswirkung dieser Kollision wurde ein Teil des passiven Randes der Mikroplatte Adria, das heutige Ostalpin, in Richtung Norden und über die Reste ozeanischer Lithosphäre und kontinentale Einheiten am Nordrand der Neotethys (oder alpine Tethys) (Penninikum) geschoben. Auf Basis zahlreicher radiometrischer Datierungen (Turonium-Coniacium, ca. 90 Ma), dürfte gemäß FRANK (1987) in dieser Zeit, oder knapp davor, die Deformation der ostalpinen Einheiten einsetzen. Eine Deformationsphase in der Unterkreide wurde bereits vorher von FLÜGEL (1960) auf Grundlage von Geländebefunden angenommen. Er hatte erkannt, dass die Ablagerung der Sedimente aus dem Gosau-Becken die Platznahme der ostalpinen Decken plombierte.

Die Modelle zur geodynamischen und paläogeographischen Entwicklung der ostalpinen Einheiten der Ostalpen wurden in der Folge revidiert, nachdem in der Texel-Einheit metamorphe Hochdruckgesteine kontinentaler Herkunft aufgefunden und auf ein oberkretazisches Alter (Turonium-Coniacium) datiert wurden (HOINKES *et alii*, 1991; POLI, 1991, HABLER *et alii*, 2006). Diese Art von Gesteinen wurde auch in ostalpinen Einheiten südlich und östlich des

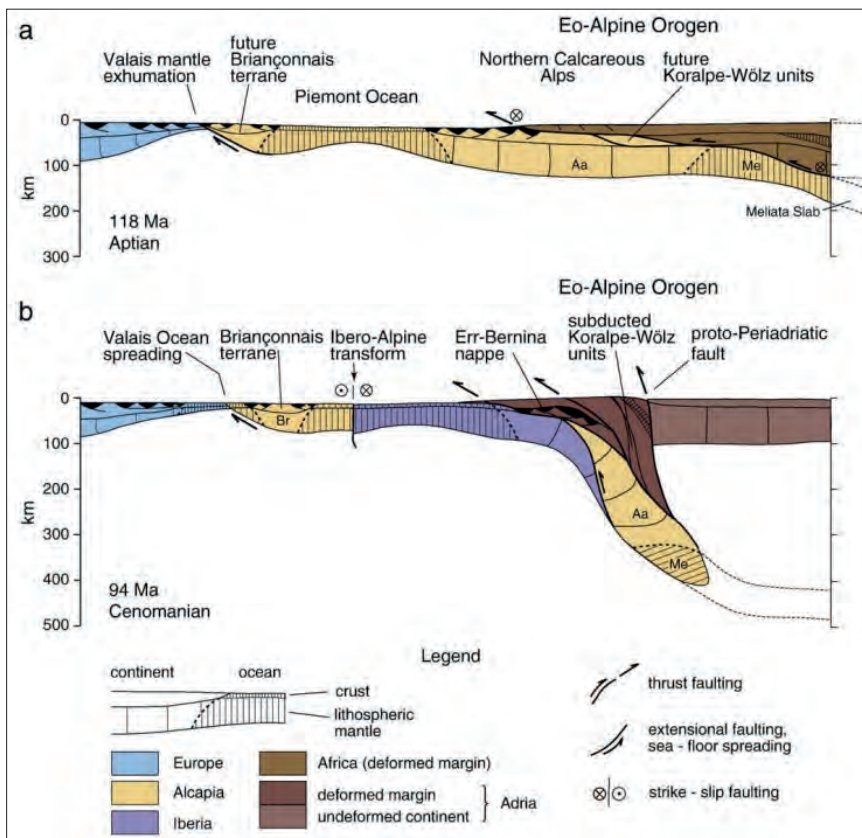


Abb. 31 - Geodynamische Entwicklung und Herkunft der ostalpinen Eklogite (Koralpe-Wölz-Einheiten) nach der Schließung des Meliata-Ozeans und der Subduktion der kontinentalen Kruste der ostalpinen Mikroplatte Alcapia (aus HANDY *et alii*, 2010).

Tauernfensters beschrieben (*Eo-Alpine high pressure belt* von THÖNI & JAGOUTZ, 1993; HOINKES *et alii*, 1999). Die kontinentale Herkunft dieser Eklogite und das Fehlen ophiolithischer Einheiten als Beleg einer Kollisionsstutur stimmen nicht mit einer Subduktion als Auslöser der Hochdruckmetamorphose überein. Es folgten neue Hypothesen zur kretazischen Phase der alpidischen Orogenese in den Ostalpen. Das Auftreten von metamorphen Hochdruck- (HP *High Pressure*) und Ultrahochdruck-Fazies (UHP *Ultra High Pressure*) in den Eklogiten der Koralpe-Saualpe (2-2,4 GPa, ca. 90 Ma; MILLER *et alii*, 2005a; THÖNI, 2006) und in der Pohorje-Einheit ($P > 2,1$ GPa bei 90 Ma; JANÁK *et alii*, 2004; MILLER *et alii*, 2005b) wurde als die Schließung eines teilweise unabhängigen, ozeanischen Nebenzweiges (Meliata-Ozean, SCHMID *et alii*, 2004) der alpinen

Tethys zurückgeführt bzw. auf eine intrakontinentale Subduktion innerhalb des Ostalpins (JANÁK *et alii*, 2004; STÜWE & SCHUSTER, 2010). Beide Hypothesen berücksichtigen im Wesentlichen einen zweiphasigen Ablauf der alpidischen Orogenese (Abb. 31):

- ein kretazisches (oder eoalpin) Ereignis, das vorwiegend in den Ostalpen belegt ist und mit der Schließung des Meliata-Ozeans, der teilweisen Subduktion von ostalpinen Kontinentalkruste nördlich des Meliata-Ozeans und der anschließenden Exhumierung mit Platznahme der Decken in Richtung W/NW einhergeht.

- ein nachfolgendes, tertiäres Ereignis im Zusammenhang mit der Schließung des alpinen Tethys und der Subduktion des europäischen Kontinentalrandes, der heute durch das Penninikum im Tauernfenster und nördlich der Nördlichen Kalkalpen dargestellt wird.

Anhand dieser Rekonstruktion bildeten sich die Westalpen fast ausschließlich während des zweiten Ereignisses. Eklogite des Campaniums in der ostalpinen Sesia-Lanzo-Einheit (RUBATTO *et alii*, 2011), die bisher als weitaus jünger angesehen worden waren, belegen hingegen eine spätkretazische, alpidische Metamorphose auch in den Westalpen.

Alternative Hypothesen zum vorher beschriebenen Modell (POLINO *et alii*, 1990; ZANCHETTA *et alii*, 2012) sehen die Entstehung der kretazischen Eklogite in einem präkollisionalen Kontext (Abb. 32). Tatsächlich weisen die meisten Eklogit-Einheiten auch Relikte eines metamorphen und magmatischen Ereignisses im Perm auf. Dieses Ereignis geht mit hohen Temperaturen und niedrigem Druck einher und dürfte an die Rift-Phasen und Krustenausdünnung gebunden sein, welche zur Öffnung der alpinen Tethys führten (SCHUSTER & STÜWE, 2008; STÜWE & SCHUSTER, 2010). Diese Assoziation wird als Hinweis auf den Anfang der südvergente Subduktion innerhalb des ausgedünnten Afrika-Adria Randes interpretiert. In diesem Rahmen würden die Eklogite aus der oberen Platte stammen und wären, wie aus radiometrischen Daten hervorgeht (SÖLVA *et alii*, 2005), vor dem Ende der Kreide exhumiert worden, d.h. effektiv vor der Kollision zwischen Afrika und Europa im Eozän (HANDY *et alii*, 2010).

3. - QUARTÄR (M. Cucato)

Es existieren nicht sehr viele Arbeiten zu den quartären Ablagerungen und die Untersuchungen betreffen in der Regel örtliche Besonderheiten.

Aufgrund der zahlreichen Gletscher entlang des Alpenhauptkamms bzw. in den obersten Talabschnitten – darunter auch der größte Gletscher Südtirols, der Übeltalferner/*Vedretta di Malavalle* – gibt es hingegen zahlreiche Studien zur Vergletscherung. Die ersten Publikationen stammen aus der Mitte des 19. Jahrhunderts und sind hauptsächlich beschreibender Natur mit Hinweisen zu Topographie und Toponomastik. In der Arbeit von BARTH & PFAUNDLER (1865)

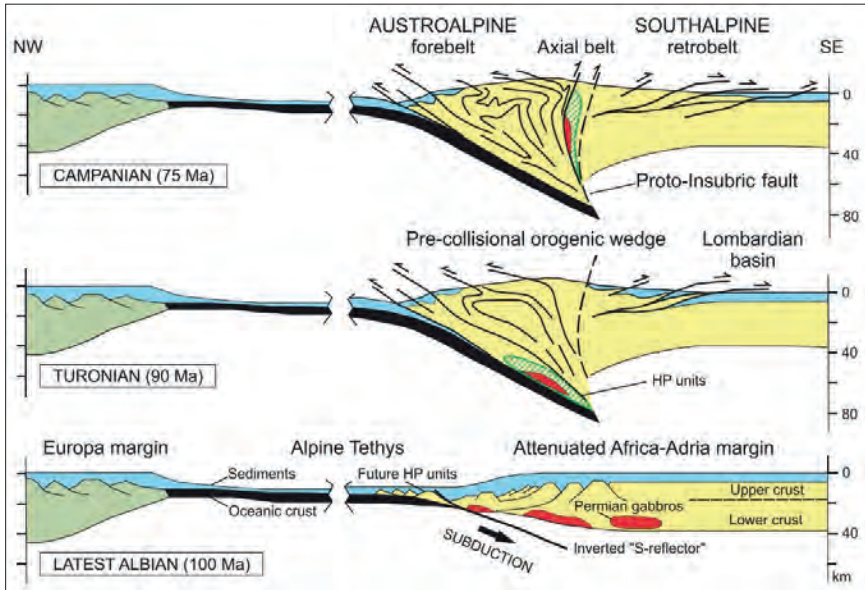


Abb. 32 - Schematische Darstellung zur Herkunft der ostalpinen Eklogite im Rahmen einer nicht-kollisionalen Orogenese (aus ZANCHETTA et alii, 2012).

zur Stubaier-Gruppe ist eine Karte der damals in diesem Gebiet vorhandenen Gletscher beigelegt. Einige Jahre später widmete Pfandler (1874) dem Übeltalferner eine Monographie. Diese beinhaltet ebenso Betrachtungen zu den benachbarten Gletschern im Ridnauntal und im Gebiet der Timmelsalm. Hervorzuheben sind die beigelegten Panoramatafeln sowie eine Karte der Gletscher im Maßstab 1:50.000 (Abb. 33). Etwas später veröffentlichte E. RICHTER (1888) einen ausführlichen Überblick über die Gletscher der Ostalpen, wobei jedoch nicht sehr detailliert auf die Gletscher im Kartenblatt eingegangen wird. Richter organisierte zusammen mit Albrecht Penck auch eine „Glazialexkursion in die Ostalpen“ im Rahmen des 9. Internationalen Geologenkongresses. Zum Abschluss der Exkursion wurden der Gröblferner und Übeltalferner und im Anschluss das Ridnauntal besucht (BRUNHES & GOBET, 1903; PENCK & RICHTER, 1903). Hierbei wurden verschiedene Problemstellungen im Zusammenhang mit der Gletschermorphologie und den Bergsturzmassen, auf welchen das Kirchlein St. Magdalena liegt, behandelt. Für den Bergsturz wird ein Abbruchgebiet auf der linken Talseite, im Bereich des Seeberspitz angegeben. Von besonderem Interesse ist eine sehr detaillierte Karte mit der Position des Übeltalferners im Jahr 1902 sowie der in Vergangenheit erreichten maximalen Ausdehnung, deren Obergrenze gleichzeitig der Vegetationsgrenze entspricht. Verschiedenste Informationsstände zum Zustand der Gletscher sowie zu Vorstoß- und

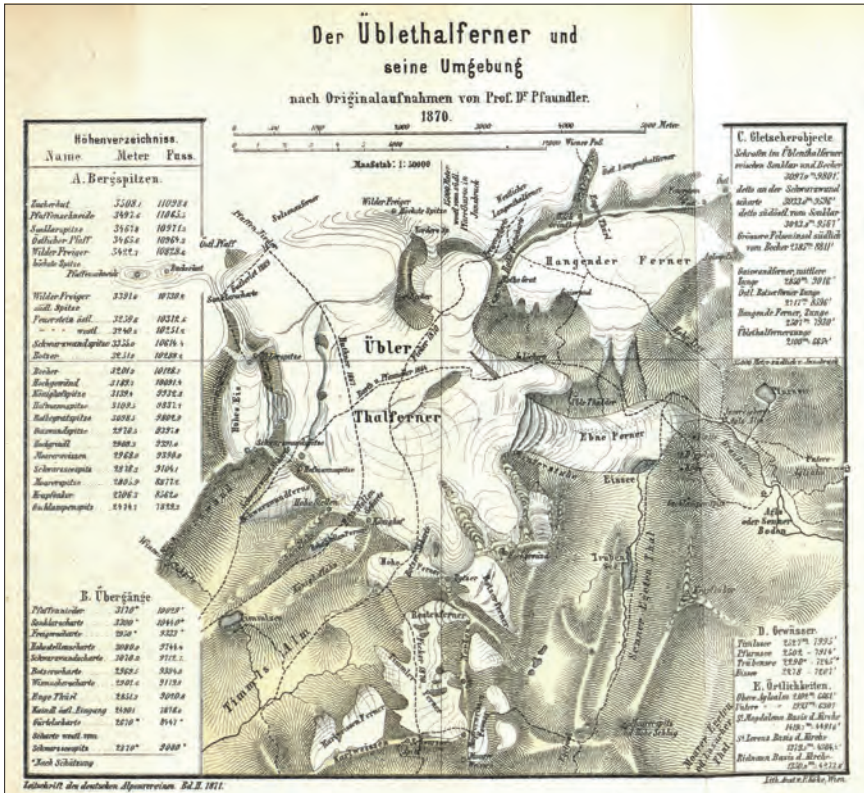


Abb. 33 - Der Üblethalferner und die Gletscher der angrenzenden Gebiete im Jahr 1870. Originalkarte im Maßstab 1:50.000 von PFAUNDLER (1871).

Rückzugsphasen erscheinen in dieser Zeit auch in den beiden Zeitschriften des Österreichischen Alpenvereins⁽¹⁾. Neue Betrachtungen zum Zustand der Gletscher in der Region stammen von LAGALLY (1912), der aufzeigt, dass sich der Ebenferner/Vedretta Piana praktisch zur Gänze zurückgezogen hat. Nach dem Ersten Weltkrieg, mit dem Anschluss Südtirols an Italien, begannen die ersten italienischen glaziologischen Studien. Ein erster Beitrag erfolgte durch MOSNA (1924) über die Gletscher der Stubaiener Alpen. Das Werk erzielt vor allem durch den wichtigen fotografischen Anhang einen hohen Stellenwert. Der Autor beschränkt sich in erster Linie auf die Beschreibung der wichtigsten

(1) Es handelt sich um die sogenannten *Mitteilungen* und die *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, erschienen seit 1875 bzw. 1870.

Gletscherapparate im hinteren Pflerschtal und im Talschluss des Ridnauntals, letztere jedoch nicht in umfassender Weise. Viel umfassender und systematischer ist die Arbeit von Bruno Castiglioni ab dem Sommer 1926 über die Gletscher der östlichen Vinschgauer Alpen und der Stubaiäer Alpen. Diese Untersuchungen unter der Schirmherrschaft des *Comitato Glaciologico Italiano* wurden in den nachfolgenden Sommern bis zum Jahr 1930 fortgesetzt und in zwei Memoiren im *Bollettino del Comitato Glaciologico* veröffentlicht (CASTIGLIONI, 1928, 1930a). Diese Untersuchungen sind nicht nur aufgrund der Beschreibung jedes einzelnen Gletschers bemerkenswert, sondern vornehmlich, weil die maximalen Vorstöße der jeweiligen Gletscherstirnen zur Mitte des 19. Jahrhunderts rekonstruiert wurden. Diese klimatische Periode sollte später als die Kleine Eiszeit bezeichnet werden. In beiden Publikationen finden sich auch Informationen über das Vorkommen und die Ausdehnung der Moränenapparate der älteren Gletschervorstößphasen im Spätglazial bzw. den damals gebräuchlichen Gletscherstadien. Diese Thematik ist auch Gegenstand einer späteren Publikation (CASTIGLIONI, 1930b), worin der Autor die beträchtlichen Unterschiede in der Entwicklung der Gletscher im Vinschgau und in den Stubaiäer Alpen gegenüberstellt und diese vor allem auf geomorphologische Gegebenheiten zurückführt. Ein zweiter Faktor ist gemäß Castiglioni die fortlaufende Absenkung der klimatischen Schneegrenze vom Schnalstal/*Val Senales* in Richtung Ridnauntal. Insgesamt beträgt die Differenz etwa 300-400 Höhenmeter und sei durch regionale klimatische Bedingungen, insbesondere auf lokale Schwankungen der Niederschläge und der Temperatur bedingt. Neben einer knappen Beschreibung der Geomorphologie dieser Region unternimmt der Autor einen ersten Versuch, die Ausdehnung der Gletscher in den verschiedenen Gletscherstadien zu rekonstruieren und diese in einer Übersichtskarte zusammenzufassen. Zu jener Zeit begann Castiglioni mit einer Reihe von glaziologischen und hydrologischen Untersuchungen am Übeltalferner in Hinblick auf eine Einschätzung der hydroelektrischen Nutzung im hinteren Ridnauntal. Die ersten vorläufigen Ergebnisse wurden 1930 publiziert (CASTIGLIONI, 1930c). In der Folgezeit wurden die Gletscher von Mitarbeitern des *Comitato Glaciologico Italiano* und des *Servizio Glaciologico del CAI Alto Adige* überwacht und vermessen und die Ergebnisse im *Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano* veröffentlicht.

Zu Beginn des 20. Jahrhunderts erfuhren die Untersuchungen zu den früheren Vergletscherungen durch die Buchreihe „Die Alpen im Eiszeitalter“ von PENCK & BRÜCKNER (1909) einen beträchtlichen Aufschwung. Zuvor gab es bereits einige Beiträge über das Wipptal und insbesondere zum Pflerschtal und Ridnauntal (PENCK, 1887; FRECH, 1903). Von Interesse im Blattbereich ist die chronologische Einordnung einiger glazialer Ablagerungen im hinteren Pflerschtal. So schreibt FRECH (1903), dass die in der Örtlichkeit Sandes (Pflerschtal, in der Nähe der Tribulaun Hütte) auftretenden Moränenwälle eine jüngere Vorstößphase darstellen als die bisher bekannten Gletscherstadien und schreibt sie deshalb einer neuen Phase zu, die er aufgrund der Nähe zum markanten Gipfel als Tribulaun-Stadium bezeichnet. Penck (in PENCK & BRÜCKNER, 1909) widerlegt

diese Zuteilung und betont, dass die Auswirkungen der Exposition nicht ausreichend berücksichtigt wurden. Nachdem die Schneegrenze zwischen Nord-exponierten und Süd-exponierten Hängen um bis zu 200 m schwankt, kann die Rekonstruktion der unterschiedlichen Stadien leicht verzerrt werden. Penck und Bruckner geben keine besonderen Informationen zum Einzugsgebiet der Passer, während sie für das Einzugsgebiet des Eisack einige Hinweise zur Ausdehnung der lokalen Gletscher im Spätglazial liefern. Im Besonderen gehen die Autoren (PENCK, 1887; PENCK & BRÜCKNER, 1909) davon aus, dass die Stirnmoränen des Pflerscher Gletschers bei Gossensaß/*Colle Isarco* liegen bzw. jene des Ridnauner Gletschers im Bereich des Talausgangs. Die eiszeitlichen Betrachtungen im Wipptal bzw. im Pflerschtal, im Ridnauntal und im Ratschingstal wurden von KLEBELSBERG 1925 nur am Rande aufgegriffen. Derselbe Autor widmet der Thematik ein größeres Augenmerk in der „Geologie von Tirol“ von 1935 und vor allem im Werk „Das obere Eisacktal“ von 1953 aus der Reihe „Südtiroler geomorphologische Studien“. In dieser jüngeren Publikation werden sowohl die Haupttäler, als auch die kleineren Seitentäler behandelt und die identifizierten Gletscherspuren sind im Detail beschrieben: Es werden die wichtigsten Aufschlüsse und Moränen örtlich zugewiesen und ein chronologischer Rahmen der Gletscherstadien geliefert. So werden beispielsweise die Moränen bei Stein (Pflerschtal) und die Moränen oberhalb von Maiern in Ridnauntal dem Daun-Stadium zugeordnet. Daneben finden sich zahlreiche Angaben zu postglazialen Ablagerungen und den entsprechenden Geländeformen.

Hinweise zur spätglazialen Entwicklung im hinteren Passeiertal finden sich in SANDER & HAMMER (1926). Hier werden die Stellen beschrieben, an denen Moränenreste im Zusammenhang mit den letzten Gletschervorstößen erhalten sind. Sie unterstreichen, dass die Seltenheit der glazialen Ablagerungen in Verbindung mit den letzten Rückzugsphasen nicht nur auf spätere Erosionsprozesse, sondern auch auf örtliche klimatische Bedingungen zurückzuführen ist, nachdem die Schneegrenze an den Süd-exponierten Talflanken sehr hoch ansteigt. Auch CASTIGLIONI (1930b) liefert kurze Anmerkungen über die Vergletscherung des mittleren und hinteren Passeiertals. Interessant ist, was er über die ersten Phasen des Spätglazials schreibt (S. 5, Zit.): „Es besteht kein Zweifel, dass die Gletscher der verschiedenen Seitenäste des Passeiertals im Gschnitz-Stadium zu einem einzigen Gletscher zusammenflossen, dessen bisher unerkannte Stirn zumindest bis nach St. Leonhard in Passeier reichen musste“.

Im dritten Band des monumentalen Werkes „Eiszeitalter“ widmet HANTKE (1983) dem Etsch-Gletscher ein eigenes Kapitel. Für den Blattbereich stützt er sich dabei jedoch größtenteils auf Daten von Untersuchungen früherer Autoren.

Zu den allgemeinen gehaltenen Arbeiten zählt jene von STAINDL (1974), der einen Abriss zur Geologie des Passeiertals liefert. Einige geomorphologische Studien haben hingegen einen rein lokalen Charakter. Die erste stammt von NANGERONI (1938) und betrifft das Ridnauntal. Der Autor zeichnet die Geomorphologie des Tals nach und rückt vor allem die Aspekte der

Gletscherentwicklung und den strukturellen Einfluss auf die Ausbildung der Hänge in den Vordergrund. Ein weiterer kurzer Artikel bezieht sich auf das Gebiet oberhalb der Wumblsalm im Ratschingstal (MICHELUZZI, 1985), wo über das Vorkommen von stadialen Gletscherablagerungen berichtet wird. Eine andere Abhandlung enthält einige Anmerkungen zur Geomorphologie des Beckens von St. Leonhard in Passeier (MICHELUZZI, 1985).

Mehrere Studien behandeln wichtige Massenbewegungen, insbesondere zwei Bergstürze, die zu natürlichen Stauseen führten, welche beide heute nicht mehr vorhanden sind.

Die Massenbewegung vom Gander Berg im hinteren Passeiertal wurde auf Basis von historischen Dokumenten auf das Jahr 1401 datiert. Hervorzuheben ist die Untersuchung von HILLER (1973), der sich vorwiegend mit der Entstehung und Entwicklung des natürlichen Stausees oberhalb der Bergsturzmassen, dem sogenannten Kummersee, befasste. Bereits zuvor gab es hierzu Veröffentlichungen (z.B. MAYR, 1924), allerdings mit einem eher historischen Ansatz. EGGER (2001) beleuchtet in seiner Diplomarbeit das Phänomen aus verschiedenen Gesichtspunkten, untermauert mit quantitativen Daten. Gegenstand der Untersuchung war auch die Bergsturzmasse, welche das Tal abriegelte. In der Neuauflage des *Atlante dei tipi geografici* von O. MARINELLI mit einem kurzen Beitrag von A. CARTON (2004) wird das Gebiet des Kummersees und die involvierte Hangflanke als Beispiel für einen mittlerweile nicht mehr existierenden, natürlichen Stausee herangezogen. Neuere Studien befassen sich mit Themenbereichen wie der Überwachung (STEFANI *et alii*, 2011), den Risikoszenarien (Bossi *et alii*, 2012) und der Gefahrenabschätzung über ein numerisches Modell in Hinblick auf weitere Bergsturzereignisse von vergleichbarer Größe wie in der Vergangenheit (Bossi *et alii*, 2013).

Ein zweiter Bergsturz ist jener bei Ridnaun im gleichnamigen Tal, der ab dem Ende des 19. Jahrhunderts von mehreren Autoren untersucht wurde. DAMIAN (1894), PENCK (in PENCK & RICHTER, 1903), STINY (1911) sind der Auffassung, dass es sich um einen großen Bergsturz aus der linken Talseite handelt. BLAAS (1902) hingegen tendiert zu ausgedehnten glazialen Ablagerungen („Glazialschuttmassen“). FRECH spricht in mehreren Texten (z.B. 1903) von einer Stirnmoräne des Gschnitz-Stadiums, liefert aber keine ausreichenden Belege für diese Aussage. CASTIGLIONI (1930b) räumt ein, dass ein Großteil des Materials von einem Bergsturz stammt, interpretiert aber den oberflächigen Abschnitt des hügeligen Geländes als einen „typischen Stirnmoränenapparat“, der in Verbindung zu den rechten Seitenmoränen steht, die weiter taleinwärts nahezu lückenlos anstehen und vom Autor dem Daun-Stadium zugeordnet wurden. Nach KLEBELSBERG (1935 und 1953) handelt es sich um eine Bergsturzablagerung, aber auf der rechten Talseite, bei Entholz, seien glaziale Ablagerungen vorhanden und auch weiter talauswärts, bei Sparber, zeigen die Bergsturzablagerungen eine geringe Mächtigkeit und liegen auf glazialen Ablagerungen. Entsprechend führt der Autor die hügeligen Bildungen zwischen Ridnaun und Mareit nicht allein auf Bergsturzmaterial zurück (siehe Kap. V.3.3.1.4).

In den 1980er Jahren befasste sich ABELE (1974) ebenfalls mit den beiden Bergstürzen. Vor kurzem wurde eine wissenschaftliche Arbeit über den Ridnauner Bergsturz veröffentlicht, die eine indirekte Altersbestimmung des Ereignisses anhand der Untersuchung eines organischen Niveaus innerhalb der lakustrinen Silte im Auflandungsbereich oberhalb des Bergsturzes liefert (OSTERMANN & SANDERS, 2016). Der Bergsturz von Ridnaun und im Allgemeinen die Instabilitäten am linken Hang des Ridnauntals sind Gegenstand der Untersuchungen von ZORZI *et alii.* (2011) bzw. der Doktorarbeit von ZORZI (2013).

Einige Studien über Hochgebirgs-Moorablagerungen mit C-14 Datierungen und Pollenanalysen geben Aufschluss über das Paläomilieu und sind in Hinblick auf die Entwicklung der Gletscher von Interesse. Unter diesem Gesichtspunkt sei die Studie am Moor im hinteren Seebertal (*Torbiera dei Granati*, 2076 m) erwähnt, wo laut BERGAMO DECARLI & RIGOTTI (1983) Hinweise auf Gletschervorstöße im Holozän vorliegen (die Untersuchungsstelle liegt im Bereich der Gletscherstirnen der Kleinen Eiszeit). Eine weitere Studie betrifft die Moorablagerungen des Torfgebietes neben dem Seemoos bei S. Martin am Schneeberg, auf einer Höhe von 2150 m (BERGAMO DECARLI, 1993). Es werden nicht nur die Entwicklung der Flora und des Klimas untersucht, sondern auch ein Zeitrahmen für die Entwicklung der Vegetation in diesem Gebiet bzw. dem Einsetzen der lokalen Torfbildung geliefert. Von Interesse ist auch die Arbeit von STUMBOCK (2000) über das sogenannte „Kurzmoos“, eine Moorablagerung auf 1820 m im hinteren Passeiertal. Es wird eine Abfolge von 4 m mächtigem Torf und Mudde (*Gyttja*) beschrieben, die kontinuierlich die Zeitspanne von der Älteren Dryaszeit bis ins Subatlantikum abdeckt. Die Studie stützt sich auf die Pollenanalyse, auf pflanzliche Makroreste und insgesamt 10 Stück C-14 Datierungen. Die älteste Datierung (14.290 Jahre BP) ist einer der wenigen verfügbaren Datensätze im Bereich der Zentralalpen, die auf den Beginn des Spätglazials hinweisen.

V - STRATIGRAPHIE

(S. Zanchetta, G. Bove, M. Cucato, C. Morelli, S. Poli, A. Zanchi)

1. - VORBEMERKUNG ZUR METHODIK UND TEKTONO-METAMORPHE EINHEITEN

Der Aufbau der Legende für die Festgesteinseinheiten wurde unter Berücksichtigung der angewandten Methoden und Erkenntnisse in den anliegenden Blättern der Geologischen Karte Italiens im Maßstab 1: 50.000, insbesondere im angrenzenden Blatt 013 „Meran“, festgelegt.

Für die quartären Einheiten wurden die *UBSU*-Kriterien (*Unconformity-bounded stratigraphic units*) mit einer Unterteilung in Supersynthese, Synthese und Subsynthese angewandt.

Die tektono-metamorphen Grundgebirgseinheiten im Blattbereich werden dem Ostalpin zugeordnet. Deren Abgrenzung und die Zuweisung der meta-sedimentären Bedeckungseinheiten erfolgten in Anlehnung an das Blatt 013 „Meran“. Die ursprüngliche stratigraphische Abfolge und die primären Kontakte zwischen den unterschiedlichen Gesteinstypen sind heute aufgrund starker tektonischer und metamorpher Prozesse mit einhergehender, duktiler Deformation nicht mehr erkennbar. In diesem Zusammenhang wäre eine zeitlich geordnete, lithostratigraphische Abfolge kaum sinnvoll.

Es wurden aus diesem Grund Einheiten definiert, die jeweils einheitliche Metamorphosebedingungen (Druck und Temperatur) und Metamorphosealter aufweisen sowie dieselbe Deformationsgeschichte durchlebten.

Die Gliederung basiert hauptsächlich auf tektono-metamorphen Kriterien. Die ausgehaltenen Einheiten sind durch wichtige Störungen bzw. duktile bis spröde Scherzonen getrennt; außerdem wurden die metamorphen und struktureologischen Eigenschaften jeder Einheit berücksichtigt. Als

grundlegendes Element wurden Druck-Temperatur-Deformation-Zeit-Pfade (P-T-d-t) der einzelnen Grundgebirgsabschnitte herangezogen. Hierfür wurden sowohl Originaldaten, als auch Literaturwerte verwendet. Die Zonen, die eine einheitliche Metamorphose- und Deformationsbedingungen aufweisen, wurden als eigenständige Einheiten abgegrenzt.

Die tektonischen Lineamente (Scherzonen, Überschiebungen und Störungen mit unterschiedlicher Kinematik) wurden anhand ihrer kataklastischen u./o. mylonitischen Bereiche lokalisiert (Abb.24); zusätzlich zu den eigens für dieses Projekt erarbeiteten Daten, wurden auch Erfahrungen und Werte aus vergangenen Arbeiten herangezogen. Die verschiedenen duktilen Deformationsphasen im Aufschluss und im Dünnschliff wurden von der ältesten bis zur jüngsten fortlaufend nummeriert (D_1, D_2, D_3, D_4 , etc.), ebenso die Schieferungen (S_1, S_2, S_3, S_4 , etc.) und die Strukturen, die sich im Zuge einer jeden Phase entwickelten (HOBBS *et alii*, 1976; RAMSAY & HUBER 1987). Es sei betont, dass die zeitliche Abfolge dieser Deformations- und Metamorphoseereignisse für jede tektono-metamorphe Einheit unabhängig definiert wurde. Etwaige Korrelationen zwischen den verschiedenen Phasen in den kartierten Einheiten werden im Kapitel VI zur strukturellen und metamorphen Entwicklung erörtert.

Im Ostalpin wurden, von Südnach Norden, folgende Einheiten unterschieden: die St.-Leonhard-Einheit, die Texel-Einheit, die Schneeberger Einheit und die Ötztal-Decke. Die Ötztal-Decke besteht aus einem polymetamorphen Grundgebirge und einer permo-mesozoischen Sedimentabfolge, welche nur während der alpidischen Orogenese eine Deformation und Metamorphose erfuhr. Angesichts der beträchtlichen Ausdehnung (SCHMID *et alii*, 2004) und der vielfältigen Zusammensetzung, wurde für diese Einheit der Begriff „Decke“ bevorzugt (siehe auch Kap. VI.3.1.).

Die im Text verwendeten Mineralabkürzungen beruhen auf WHITNEY & EVANS (2010), sofern nicht anders angegeben.

2. - OSTALPIN

2.1. - DIE TEKTONO-METAMORPHE ST.-LEONHARD-EINHEIT

Die St.-Leonhard-Einheit ist im SE des Blattbereiches, auf der linken Seite des Passeiertals, aufgeschlossen. Sie bildet dabei einen WSW-ENE-gerichteten Streifen im Osten der Passer, der sich ab St. Leonhard in Passeier in Richtung ENE bis zum Jaufenpass an der östlichen Blattgrenze erstreckt. Strukturell liegt diese Einheit östlich der Passeiertal-Linie und nördlich der Scherzone der Pens-Einheit mit ihren permo-triassischen Sedimentresten. Im Norden wird die Einheit von der Jaufen-Linie abgeschnitten (Abb. 24). Das Passeiertal-Jaufen-Störungssystem bildet die regionale Grenze zwischen den ostalpinen Einheiten mit alpidischer Metamorphose im Norden und dem

Grundgebirge mit prä-alpidischer Metamorphose im Süden (SPIESS, 1995; HOINKES *et alii*, 1999; MANCKTELOW *et alii*, 2001). Die St.-Leonhard-Einheit umfasst die linke Seite des Waltentals/*Valle di Valtina* und dessen Seitentäler (das Pfistradtal/*Valle di Viastrata*, den Taleinschnitt des Jaufenbaches/*Valle del Rio di Giovo*, das Wannser Tal/*Val di Vannes*, das Sailertal/*Valle del Rio Sala*). Die Einheit besteht vorwiegend aus gebänderten Paragneisen (OJP) mit Einschaltungen von granitoiden Orthogneisen (OJO) sowie Orthogneisen mit Feldspat-Porphyrroklasten (OJF). Im Südosten des Jaufenpasses treten neben den Paragneisen auch Glimmerschiefer (OJM) auf. Eingeschaltet in den Paragneisen und Glimmerschiefern kommen wiederholt kleinere Quarzitbänder (OJQ) vor. Die Störungzone der Jaufen-Linie am tektonischen Kontakt zwischen St. Leonhard-Einheit und Texel-Einheit ist durch mylonitische Paragneise und Glimmerschiefer (OJJ) gekennzeichnet.

2.1.1. - *Gebänderte Paragneise (OJP)*

Sie treten am linken Hang des Passeiertals, südöstlich von St. Leonhard in P. auf, wo sie mit den granitoiden Orthogneisen (OJO) wechsellagern. Daneben sind sie auf der gesamten linken Seite des Waltentals und dessen Seitentälern aufgeschlossen und stellen hier den häufigsten Gesteinstyp dar. Es handelt sich um gebänderte, graue bis rötlich-braune Paragneise. Bis auf einige mittel- bis grobkörnige Aufschlüsse weist das Gestein eine mittlere bis feine Körnung auf. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer ± Chlorit sowie Porphyroklasten von Granat, Staurolith, Kyanit und Turmalin.

Die Hauptschieferung S_2 wird vorwiegend durch die Einregelung von Biotit und Hellglimmer sowie durch wechselnde Bänder unterschiedlicher Zusammensetzung unterstrichen. Die generell Millimeter-großen Glimmerminerale erreichen in seltenen Fällen eine Größe von bis zu 1 cm. In den Bereichen mit deutlich ausgeprägter, retrograder Überprägung in Grünschiefer-Fazies werden Biotit, Granat und Staurolith durch Chlorit ersetzt. Plagioklas ist stets reichlich vorhanden und bildet in einigen Aufschlüssen (Pfistradtal) einzelne poikilitische Kristalle sowie mehrere Millimeter große, postkinematisch zur Hauptdeformation D_2 entstandene Aggregate. Der präkinematisch zur Hauptschieferung S_2 entstandene Granat erreicht maximal 1 cm Größe und erscheint mitunter teilweise durch Chlorit ersetzt. Seltener erkennt man synkinematisch zu S_2 gewachsenen Granat (Grt II) und Staurolith.

2.1.2. - *Glimmerschiefer (OJM)*

Sie treten überwiegend am Bergkamm im Südosten des Jaufenpasses auf. In anderen Gebieten beschränkt sich das Vorkommen der Glimmerschiefer auf kleine Linsen innerhalb der gebänderten Paragneise (OJP), etwa entlang

der Straße zum Jaufenpass, in der Ortschaft Tschart/*Case Scarpa* und knapp östlich von St. Leonhard in Passeier. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Biotit, Hellglimmer, Plagioklas \pm Granat \pm Kyanit \pm Staurolith \pm Turmalin. Zumeist weisen sie ein mittelkörniges, bei stärkerer Deformation auch ein feinkörniges Gefüge auf. Die Gesteine sind vorwiegend geschiefert, im Einflussbereich der Jaufen-Linie (oberhalb von St. Leonhard in P. und am Jaufenpass) sind sie mylonitisch ausgebildet. Die Hauptschieferung S_2 wird vorwiegend durch die bevorzugte Einregelung der Kornformen (*Shape Preferred Orientation*) unterstrichen, insbesondere von Biotitlamellen (Bt II) und untergeordnet Hellglimmer. Daneben ist auch eine präkinematisch zu S_2 gewachsene Biotitgeneration (Bt I) zu erkennen. Bt (I) wird häufig durch Chlorit ersetzt, insbesondere im Nahbereich der Jaufen-Linie. Granat (II) tritt selten in mm-großen, idiomorphen bis hypidiomorphen Kristallen entlang der Schieferungsflächen S_2 auf, wohingegen Granat (I) präkinematisch zur Schieferung S_2 Porphyroklasten ausbildet. Seltener kommen Kyanit und Staurolith vor, wobei letzterer fast durchwegs durch Serizit ersetzt wurde. Kyanit kann mit bloßem Auge in Zentimeter-großen Kristallen am Wanderweg vom Jaufenpass zum Jaufenspitz (östlich der Passhöhe, knapp außerhalb des Kartenblattes) beobachtet werden.



Abb. 34 - Geländeerscheinungsbild des Glimmerschiefers (OJM) N-Kamm des Jaufenspitz/Monte Giovo.

2.1.3. - *Quarzite (OJQ)*

Die Quarzite treten als Einschaltungen innerhalb der gebänderten Paragneise (OJP) und der Glimmerschiefer (OJM) auf. Sie bilden Meter mächtige Lagen am SW-Hang des Verstadlspitz/*Monte della Pozza* und am Bergrücken im Norden der Edelweißhütte/*Rif. Stella Alpina* am Jaufenpass. Diese weißlichen bis grauen Gesteine besitzen ein mittelkörniges, geschiefertes Gefüge und bestehen vorwiegend aus Quarz, untergeordnet treten Hellglimmer und Chlorit auf, die entlang der Schieferung S_2 eingeregelt sind. Am Jaufenpass erscheinen sie durch die Scherzone der Jaufen-Linie verformt und weisen eine deutliche Kornverkleinerung und eine mylonitische Foliation durch die Einregelung von Quarz und Hellglimmer auf. Daneben kann man Isoklinalfalten im Dezimeterbereich (Abb. 35) erkennen, welche in Zusammenhang mit der Scherbewegung stehen (geneigte Falten und Zungenfalten, bzw. „*sheath folds*“).

2.1.4. - *Orthogneise mit Feldspat-Porphyroklasten (OJF)*

Dieser Gesteinstyp tritt als Großlinse mit einer SW-NE-Richtung von St. Anna im Pfistradtal über den Kamm des Verstadlspitz bis ins Wannser Tal



Abb. 35 - *Quarzite (OJQ)* mit Streckungslinearen infolge einer Scherverformung am Jaufenpass. Man beachte die ausgeprägte mylonitische Lineation, subparallel zur Bewegung ausgerichtet.

auf. Es handelt sich um graue bis grau-braune Gesteine, die durch 3-5 Zentimeter große, in die lokal mylonitische Schieferung S_2 eingebettete Porphyroklasten von Kalifeldspat und Plagioklas gekennzeichnet sind. Das Auftreten von Plagioklas-Porphyroklasten unterscheidet sie von den granitoiden Orthogneisen (OJO). Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, reichlich Biotit, weniger Hellglimmer \pm Chlorit.

2.1.5. - *Granitoide Orthogneise (OJO)*

Diese Gesteine sind durchgehend am Bergrücken des Nörderspitz/*Punta di Tramontana* aufgeschlossen und bauen somit fast die gesamte Wasserscheide zwischen dem Pfistradtal und dem Waltental auf. In Richtung NE dünnen sie allmählich aus und verschwinden im Talboden des Wannser Tals. Im SW reichen die Orthogneislagen bis in den Passeirer Talboden, wo sie unter die quartären Ablagerungen abtauchen.

Vielfach zeigen sie ein Augengefüge bei heller Färbung und vorwiegend mittlerer, teils grober Körnung. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, untergeordnet Hellglimmer, mitunter Chlorit. Der Kalifeldspat tritt in intrafolialen Porphyroklasten von einigen Millimetern bis 1-2 Zentimetern Größe auf. Zeitweise bildet er zusammen mit Quarz und Plagioklas die Matrix. Die mittelkörnigen Glimmerminerale sind gleichmäßig im Gestein verteilt und unterstreichen die Hauptschieferung. Chlorit tritt nur bereichsweise als retrogrades Umwandlungsprodukt von Biotit auf. Leukokrate Varianten der granitoiden Orthogneise (OJO) mit bisweilen aplitischem Gefüge kommen örtlich im SE von St. Leonhard in Passeier, als Einschaltung innerhalb der biotitreichen, granitoiden Orthogneise und der gebänderten Paragneise (OJP) vor. Es handelt sich um mittel- bis feinkörnige, leukokrate Orthogneise, die durch einen geringen Anteil an mafischen Mineralen und insbesondere Biotit gekennzeichnet sind. Darüber hinaus zeigen sie ein gleichkörniges, geschiefertes Gefüge, Kalifeldspat-Porphyroklasten sind grundsätzlich seltener als in den granitoiden Orthogneisen.

2.1.6. - *Mylonite der Jaufen-Linie (OJJ)*

In dieser lithologischen Einheit werden die an die Jaufen-Linie gebundenen Mylonite zusammengefasst (Abb. 24). Die ausgeprägte Verformung entlang der Scherzone bewirkte die Auslöschung der meisten strukturellen und mineralogischen Elemente zur Identifizierung der Protolithe. Ebenso wenig können die Gesteine eindeutig der Hangendscholle oder dem Liegenden der Scherzone zugeordnet werden.



Abb. 36 - Mylonite der Jaufen-Linie (OJJ) in der Nähe des Jaufenpasses. Die Mylonite stammen hauptsächlich von Paragneisen mit Quarzlitagen, die auf dem Bild weiß hervorstechen. Die Foliation fällt in Richtung WNW ein.

Die Mylonite gehen vorwiegend auf Paragneise und Glimmerschiefer mit einigen Quarzlitagen (Abb. 36) zurück und zeigen eine metamorphe Überprägung in Grünschieferfazies. Nach der duktilen Verformung ist eine spätere katklastische Prägung in Richtung Hangendscholle der Scherzone zu erkennen. Die anschließende Texel-Einheit unterscheidet sich durch eine gut erhaltene, amphibolitfazielle Metamorphose alpidischen Alters (mitunter Eklogitreste einer früheren Hochdruckphase, BARGOSS *et alii*, 2010). Die Gesteine der St.-Leonhard-Einheit zeigen hingegen eine ausgeprägte retrograde, grünschieferfazielle Überprägung der variszischen amphibolitfaziellen Mineralparagenese. Aus diesem Grund wurde entschieden, die Gesteine der Texel-Einheit klar abzugrenzen und sämtliche Mylonite in Grünschieferfazies der St.-Leonhard-Einheit zuzuordnen.

Die Scherzone erstreckt sich in Richtung ENE-WSW vom Jaufenpass (1990 m) bis nordöstlich von St. Leonhard in Passeier, wo die Mylonite im Waltental auf rund 900 m aufgeschlossen sind und dann talauswärts verschwinden. Die Mächtigkeit der Scherzone schwankt zwischen 50 und 250 m.

Die kinematische und tektonische Interpretation der Jaufen-Linie wird in Kap. VI behandelt.

2.2. - DIE TEKTONO-METAMORPHE TEXEL-EINHEIT

Die Texel-Einheit ist im Kartenblatt verbreitet aufgeschlossen. Sie bestimmt den Felsuntergrund zu beiden Seiten der Passer im Abschnitt von St. Leonhard bis knapp oberhalb von Moos in Passeier. Weiters ist sie Richtung SW im Pfelderer Tal/*Valle di Plan* vorhanden, wo sie ebenfalls auf beiden Talseiten auftritt. Die Gesteine der Texel-Einheit bauen zudem beide Seiten des Ratschingstals sowie einen Teil der orographisch rechten Flanke des Ridnauntals auf. Im Blattbereich wird die südliche Grenze der Texel-Einheit durch das Passeiertal-Jaufen-Störungssystem dargestellt, welches die Einheit mit der St.-Leonhard-Einheit in Kontakt stellt. Im Norden steht die Texel- in tektonischem Kontakt zur Schneeberger Einheit. Die Grenze zwischen den beiden Einheiten wird durch eine mächtige, bis zu mehrere Zehnermeter dicke Scherzone dargestellt. Diese Scherzone zeigt ein mehr oder weniger ausgeprägtes, mylonitisches Gefüge. Bisweilen ist die duktile Scherzone kataklastisch überprägt. Der Kontakt ist auf der orographisch linken Seite des Pfelderer Tals, zwischen der Zwickauer Hütte/*Rif. Plan* und dem Weißspitz/*Cima Bianca*, gut zu erkennen. In anderen Bereichen ist die Grenze zwischen den Einheiten undeutlich erkennbar und wurde unter anderem mithilfe der unterschiedlichen Lithologien gezogen.

Die Texel-Einheit besteht vorwiegend aus Metapeliten und Metapsammiten (gebänderte Paragneise - OTP), silberfarbenen Glimmerschiefern (OTM), z.T. quarzreich (OTM_a), mit untergeordneten Einschaltungen von Amphiboliten und Amphibol-führenden Gneisen (OTF), Quarziten (OTQ), Marmoren (OTB) und Kalkschiefern (OTC). In den Amphiboliten treten örtlich Eklogitreste (OTE) auf. Granitoide Orthogneise (OTL) sind lokal an den Hängen nördlich von St. Leonhard in Passeier und seltener im Pfelderer Tal aufgeschlossen.

2.2.1. - Gebänderte Paragneise (OTP)

Die gebänderten Paragneise stellen den verbreitetsten Gesteinstyp der Texel-Einheit dar. Sie bilden den Großteil beider Flanken des Passeiertales bis zum Kontakt mit der Schneeberger Einheit, kurz oberhalb von Moos in Passeier. Sie treten auch verbreitet im Pfelderer Tal und dessen Seitentälern (Ulfstal/*Valle di Ulfas* und Farmazontal/*Valmezzana*) auf. Im südöstlichen Bereich des Kartenblattes treten sie auf der orographisch rechten Seite des Waltentals/*Valle di Valtina* und des Taleinschnitts des Jaufen Bachs, auf der südlichen Seite des Ratschingstals und in geringerem Maße auf der nördlichen Seite, wo sie mit den Glimmerschiefern (OTM) und Kalksilikatmarmoren (OTB) wechsellagern, auf. Daneben kommen sie lokal auf der Südseite des Ridnauntals, nördlich der Örtlichkeit Mareiter Stein/*Sasso di Mareta* vor.

Die Paragneise weisen ein gebändertes Gefüge auf, das durch den Wechsel von überwiegend Quarz-Feldspat-Bändern und glimmerhaltigen Lagen bestimmt wird.

Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen reicht von wenigen Millimetern bis zum Dezimeter. Die Korngröße reicht von mittel bis fein, nur örtlich sind einige Millimeter große, seltener 1-2 cm große Granat- und teilweise Biotit-Porphyroblasten zu beobachten (Stuls/*Stulles*, Greiter/*Maso Novale* im Pfelderer Tal, südlich der Kleinen Kreuzspitze/*Piccola Punta di Monte Croce*), zuweilen ohne erkennbare Einregelung. Die häufigsten Paragneise weisen in der Regel Biotit und seltener beide Glimmer auf. Im Aufschluss treten disharmonische Faltenstrukturen auf. Das dominierende Element des mesoskopischen Gefüges ist eine Achsenebenschieferung S_{1-2} , die durch Hellglimmer und Biotit nachgezeichnet wird. Eine Unterscheidung zwischen S_1 und S_2 ist nur in den Scharnierbereichen einiger Falten möglich, ansonsten sind sie mesoskopisch nicht auseinander zu halten. Diese Schieferung S_{1-2} verläuft immer parallel zur Bänderung.

Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer \pm Granat \pm Staurolith \pm Kyanit \pm Chlorit. Nebengemengteile sind Rutil, Ilmenit, Apatit, Zirkon. Im Pfelderer Tal tritt häufig Turmalin in nadeligen Kristallen auf den Schieferungsflächen S_{1-2} auf. Mitunter zeigen die Turmalin-Kristalle Granateinschlüsse von unter 1 mm Größe. Granat, Kyanit und Staurolith treten vermehrt in den glimmerreichen Lagen (pelitische Zusammensetzung) auf und sind im Pfelderer Tal und im unteren Faltmartal/*Val Mara* häufig anzutreffen, wo sie zum Teil auch im Aufschluss aufgelöst werden können.

GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b; 1972) beschrieben vereinzelte Sillimanitnadeln, die an Kyanit anwachsen.

Vielfach erkennt man eine Plagioklas-Blastese in Form von weißen, Millimeter großen Augen, die im Gelände gut zu erkennen sind.

Die Millimeter großen Granat-Porphyroblasten zeigen einen prä- D_2 Kern (Grt I) und einen randlichen Anwachs (Grt II) synkinematisch zur Schieferung S_2 . Granat-Porphyroblasten (Grt III) im Submillimeterbereich mit einer typisch manganreichen Zusammensetzung wurden in Proben aus der Umgebung von St. Leonhard in Passeier, auf der rechten Seite des Passeiertals, festgestellt. Kyanit und Staurolith sind stabil sowohl vor S_2 (St I, Ky I), als auch während ihrer Entwicklung mit synkinematischem Wuchs zu S_2 (St II, Ky II). In einigen Gesteinsproben konnte ein statischer Staurolithwuchs (St II) postkinematisch zu S_2 beobachtet werden.

Die Verformungsphase D_3 erzeugte in den Paragneisen eine teils stark ausgeprägte Krenulation im Zentimeterbereich (Abb. 37). Bei intensiver Krenulation ist die Entstehung einer Schieferung S_3 zu erkennen, welche mit dem Wuchs von Hellglimmer und Chlorit (selten durch Biotit ersetzt) einhergeht.

2.2.2. - Glimmerschiefer (OTM)

Zusammen mit den gebänderten Paragneisen (OTP) stellen die Glimmerschiefer einen weiteren, stark verbreiteten Lithotyp der Texel-Einheit dar. In den meisten Fällen besteht ein allmählicher Übergang zwischen



Abb. 37 - Gebänderte Paragneise mit einer Krenulation D_3 im Meter- bis Zentimeterbereich. Aufschluss am Zusammenfluss von Pfelderer Bach und Passer, Moos in Passeier.

Glimmerschiefern und gebänderten Paragneisen, mit wechselnden Anteilen an Phyllosilikaten bzw. Quarz-Feldspat. Im südwestlichen Blattbereich treten die Glimmerschiefer hauptsächlich auf der linken Seite des Pfelderer Tals, im Farmazontal, im Ulfastal und im Gebiet von Stuls auf. Im südöstlichen Blattbereich sind sie am Kamm zwischen Jaufenpass und Fosnochter, im Talschluss und auf der linken Seite des Ratschingstals und schließlich auf der rechten Seite des Ridnauntals, am östlichen Blattrand, aufgeschlossen.

Es handelt sich um mittelkörnige, silbergraue Gesteine (*Micascisti argentei* von GREGNANIN & PICCIRILLO 1969a, b; 1972). Sie bestehen aus Quarz, Hellglimmer (Muskovit und untergeordnet Paragonit), Plagioklas, Biotit, Granat, Staurolith und örtlich Kyanit. Als Nebengemengteile kommen Apatit, Zirkon, Turmalin, Rutil und Ilmenit vor. Das Auftreten von Turmalinkristallen auf den Hauptschieferungsflächen S_2 , mitunter mit Granaten von unter 1 mm vergesellschaftet, stellt eine Besonderheit der Glimmerschiefer sowie der gebänderten Paragneise (OTP) dar.

Das bedeutendste mesoskopische Gefügeelement ist die Schieferung S_{1-2} , die durch die Einregelung von Ms (I) und Bt (I) gebildet wird. Die Hauptschieferung entstand im Zuge der Phase D_2 , zeigt aber typischerweise in den Mikro-Scherlinsen (*microlithons*) kleine Scharniere von Mikrofallen D_1 , welche häufig als Quarzzeilen vorliegen. Im Aufschluss fehlen im Gegensatz zu den gebänderten Paragneisen OTP disharmonische Falten. Dies wird auf die Deformation D_2 zurückgeführt, welche die vorherigen Strukturen stark verlagerte und parallel zur Achsenebene D_2 einregelte.

Die amphibolitfaziale Paragenese, die sich während der Deformationsphase D_2 entwickelte, ist durchwegs gut erhalten. Die retrograde Überprägung beschränkt sich auf die Bildung von Chlorit und serizitischem Hellglimmer, vorwiegend entlang der intrafolialen Scherflächen bzw. der späten D_3 -Schieferung. Relikte von älteren (prä S_2) Mineralparagenesen beinhalten phengitischen Hellglimmer (vgl. Kap. VI), Biotit und Granat (Grt I) mit Einschlüssen von Quarz, Rutil, Biotit und Hellglimmer, die teilweise eine interne Schieferung in den Granaten nachzeichnen. Eine spätere Granatgeneration (Grt II) wächst im Verlauf der Deformation D_2 synkinematisch an die Kornränder der älteren Granate an. Auch in den Glimmerschiefern kommen vielfach kleine post- D_2 -Granate (Grt III) auf der Glimmer-Matrix oder in Aggregaten an den Kornrändern der älteren Granate vor. Kyanit tritt prä- bis synkinematisch zur Hauptschieferung S_2 , Staurolith hingegen prä- bis postkinematisch zu S_2 auf.

2.2.2.1. - Quarzreiche Glimmerschiefer (OTM_a)

Diese Gesteine stellen eine quarzreiche Varietät der vorherigen dar. Der Quarzgehalt kann hierbei bis zu 40-50% betragen. Sie treten diffus entlang der Talsohle des Ratschingstals auf sowie am orographischen linken Hang des Pfelderer Tals, wo sie im unteren Teil in die gebänderten Paragneise (OTP) eingeschaltet sind, während sie in den höheren Hanglagen zwischen den Kalksilikatmarmoren (OTB) und dem Kontakt zur Schneeberger Einheit liegen (Abb. 38). Im Ratschingstal, kommen sie vorwiegend am Übergang von den Glimmerschiefern (OTM) zu den Kalksilikatmarmoren (OTB) zu liegen. Weiters sind sie im Ridnauntal westlich von Mareit/*Mareta* aufgeschlossen. Es handelt sich um hellgraue, geschieferte, zumeist feinkörnige Gesteine mit zahlreichen Quarzlagen und -linsen von einigen Zentimetern bis zu einigen Dezimetern Mächtigkeit. Die Hauptschieferung (S_2) wird von Hellglimmer und Biotit nachgezeichnet. Biotit tritt im Vergleich zu den Glimmerschiefern (OTM) in geringerem Maße auf, zuweilen fehlt er gänzlich. Neben den Phyllosilikaten treten noch Plagioklas, Granat und Staurolith auf. Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon, Rutil, Ilmenit und Chlorit. Häufig beobachtet man post- S_2 entwickelten Turmalin in bis zu 4-5 cm großen, prismatischen bis nadelartigen Kristallen (Örtlichkeit Hinterstein/*Sasso di Dentro*, Pfelderer Tal). Die Verbindung zwischen Blastese und Deformation stimmt mit jener in den Glimmerschiefern (OTM) überein, mit Ausnahme von Kyanit, welcher in den untersuchten Proben fehlte.

2.2.3. - Quarzite (OTQ)

Es handelt sich um Quarzite und feinkörnige glimmerreiche Quarzite von weißer bis grauer Farbe mit einem häufigen, rostbraunen Verwitterungsbelag. Das



Abb. 38 - Quarzreiche Glimmerschiefer mit bis zu 1 cm großen Granat-Porphyroblasten. Südosthang des Rauhjoches (2926 m) im Pfelderer Tal, auf einer Höhe von rund 2350 m.

Gefüge ist geschiefert, seltener bzw. bei niedrigem Glimmergehalt auch massig. Die Hauptschieferung (S_2) ist durch Hellglimmer und Biotit gekennzeichnet, auch Quarzkristalle sind meistens eingeregelt. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Hellglimmer, Biotit, Chlorit und Plagioklas. Im Dünnschliff kann man zusätzlich Apatit, Rutil, Ilmenit und sehr selten Granatkristalle von bis zu einigen Millimetern Größe ausmachen.

Die Quarzite treten in Form von Linsen sowie in kontinuierlichen Lagen mit einigen Metern Mächtigkeit auf der linken Seite des Pfelderer Tals auf, wo sie in höheren Hanglagen in die quarzreichen Glimmerschiefer (OTM_a), am Hangfuß in die gebänderten Paragneise (OTP) eingeschaltet sind. Zwischen Moos in Passeier und Stuls kann ein Quarzitband von mehreren Zehnermetern Mächtigkeit über rund 2 km in Richtung E-W verfolgt werden.

2.2.4. - Granitoide Orthogneise (OTL)

Es handelt sich um graue oder weiße Orthogneise mit überwiegend Biotit und generell gleichkörnigem Gefüge. Sie sind mittelkörnig, manchmal grobkörnig

ausgebildet und zeigen vielfach ein Augengefüge. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, K-Feldspat, Biotit, Hellglimmer und manchmal Chlorit. Die Schieferung S_2 wird vorwiegend von Biotit und Hellglimmer nachgezeichnet. In der Regel sind sie tektonisiert (anisotrope Textur durch Foliation und/oder Lineation der Deformation), mit Ausnahme einer Lage entlang der Straße von St. Leonhard zum Jaufenpass, wo sie durch den Einfluss der Jaufen-Linie ein mylonitisches Gefüge aufweisen. Die Kalifeldspat-Porphyroklasten erreichen, soweit vorhanden, eine Größe von bis zu 3-4 cm.

Makroskopisch unterscheidet man Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Quarz. Hellglimmer kommt nur untergeordnet und am Kontakt zu den gebänderten Paragneisen (OTP) vor. Im Dünnschliff erkennt man zudem Chlorit, Rutil und Apatit als Nebengemengteile.

Sie wurden hauptsächlich in der Nähe von St. Leonhard in P. kartiert, wo sie in Form von Zehnermeter bis Hundertermeter mächtigen Lagen mit den gebänderten Paragneisen (OTP) wechsellagern, sowie örtlich entlang der Straße von St. Leonhard in Passeier zum Jaufenpass. Eine isolierte Lage von wenigen Metern Mächtigkeit tritt im Pfelderer Tal im Bereich von Kröbzbichl/Col di Cres innerhalb der gebänderten Paragneise (OTP) auf.

2.2.5. - Amphibolite (OTF)

Die Amphibolite und deren Varietäten (siehe nachfolgende Kapitel) kommen recht verbreitet innerhalb der Texel-Einheit vor. Sie treten meist in Form von mehreren Metern langen Lagen und *Boudins* auf, können aber auch eine beträchtliche Mächtigkeit (50-100 m) aufweisen und sich lateral über mehr als einem Kilometer erstrecken (Moos in Passeier, Stuls). Meistens sind sie in die gebänderten Paragneise (OTP) eingeschaltet, zuweilen auch in die Glimmerschiefer (OTM) bzw. im Ratschingstal auch in die Kalksilikatmarmore (OTB).

Es handelt sich um dunkelgrüne Gesteine, die sehr reich an Amphibol sind. Sie zeigen einen Millimeter bis Zentimeter dicken Lagenbau, charakterisiert durch einen Wechsel von Plagioklas-reichen und Amphibol-reichen Lagen (Abb. 39).

Die Gesteine sind mittel- bis feinkörnig und gleichkörnig, mit tektonischem Gefüge. Im Aufschluss kann man ausschließlich Amphibol, Plagioklas und Biotit ausmachen. Im Dünnschliff wurden Amphibol, Plagioklas, Biotit, Ilmenit, Apatit und Zirkon bestimmt. Selten können Granat von unter 1 Millimeter Größe sowie als Sekundärminerale Titanit, Epidot und Chlorit erkannt werden. Die Hauptschieferung, S_2 , wird durch die Einregelung von prismatischen Amphibolkristallen (Amp II) nachgezeichnet und verläuft durchwegs parallel zum mineralogischen Lagenbau, sofern ein solcher vorhanden ist. In mehreren Proben wurde eine erste Generation von Amphibol (Amp I) präkinematisch zu S_2 beobachtet. Häufig wächst an den Rändern der Porphyroblasten Amp I eine zweite Generation von Amphibol (Amp II) an, wahrscheinlich zeitgleich mit der



Abb. 39 - Gebänderte Amphibolite mit einem Lagenbau im Millimeter- bis Submillimeter-Bereich durch einen Wechsel von Plagioklas-reichen und Amphibol-reichen Niveaus. Aufschlüsse im Norden des Dorfes Platt, Pfelderer Tal.

Entstehung der Amphibole der Foliation S_2 .

In einigen Amphibolitbändern im Ratschingstal ist Biotit in höheren Mengen vorhanden und kann bis zu 30% des Gesteins ausmachen.

2.2.5.1. - Granat-führende Amphibolite (OTF_a)

Unter den Amphiboliten kann eine Varietät mit reichlich Granat ausgehalten werden. Bereits im Aufschluss oder im Handstück sind die Granate zu erkennen. Diese Gesteine kommen in Lagen und Boudins vor, die teils in die gebänderten Paragneise (OTP), teils in die Amphibolite (OTF) eingeschaltet sind. Sie treten vor allem in der Nähe von Moos in Passeier, als Lagen oder Körper innerhalb der Amphibolite (OTF) auf. Weiters sind sie auch im Ulfastal und am rechten Hang des Farmazontals/*Valmezzana* (Platter Berg/*Giogo Strizzon*, 2230 m) recht verbreitet aufgeschlossen. Metergroße Lagen und *Boudins* innerhalb der gebänderten Paragneise (OTP) finden sich zudem am Südhang der Hohen Kreuzspitze/*Punta di Montecroce* im Norden von St. Leonhard in Passeier,

entlang der Straße zum Jaufenpass sowie am Nordhang des Ratschingstals bei Bichl/Colle.

Die Korngröße der Gesteine schwankt von mittel bis grob, mitunter zeigen sie, wie die gewöhnlichen Amphibolite, eine gebänderte Struktur. Die Mineralparagenese besteht aus Amphibol, Plagioklas, Granat, Quarz, Biotit, Titanit, Epidot. Daneben treten noch Rutil, Ilmenit, Hellglimmer und Apatit als Nebengemengteile auf. Die Granatkristalle zeigen oftmals eine Plagioklas-Corona, die auch im Gelände zu beobachten ist. Deren Ursprung geht auf eine retrograde Überprägung der ursprünglich unter höheren Druckbedingungen gebildeten, amphibolitfaziellen Paragenese zurück. Das geschieferte Gefüge (Foliation S_2) entsteht durch die Einregelung von Amphibol (Amp II) und, wo vorhanden, von Biotit. Eine erste Generation von Amphibol (Amp I) ist als Porphyroblasten in den Scherlinsen (*lithons*) der Schieferung S_2 und manchmal als Einschluss im Granat erhalten. Granat wächst immer präkinematisch zu S_2 , während die Corona von Plagioklas \pm Amphibol auf den Granat-Porphyroblasten synkinematisch zu S_2 zu sein scheinen.

In der Nähe von Kalksilikatmarmorlagen (OTB) enthalten die Amphibolite häufig Kalzit und reichlich Kalksilikate wie Epidot und Titanit.

2.2.5.2. - Biotit-führende Amphibolite (OTF_b)

Besonders biotitreiche Amphibolite treten örtlich entlang der Wasserscheide zwischen dem Passeiertal und dem Ratschingstal, westlich vom Jaufenpass auf. Sie bilden in der Regel metergroße Lagen oder *Boudins*. Sie sind mittelkörnig ausgebildet und zeigen ein geschiefertes Gefüge. Die Schieferung wird durch die Einregelung von Amphibol- und Biotitkristallen definiert. In einigen Niveaus ist Biotit auch sehr reichlich vorhanden. Die Mineralzusammensetzung besteht vorwiegend aus Amphibol, Plagioklas, Biotit, Quarz.

An einigen Stellen (an der Einmündung des Pfelderer Baches/*Rio di Plan* in die Passer zwischen Moos in P. und Platt/*Plata* und an der südlichen Flanke des Ratschingstals) gehen die Amphibolite mit zunehmendem Feldspatanteil in Amphibolgneise über.

2.2.6. - Granat-führende Amphibolite mit Eklogitresten (OTE)

In den Granat-führenden Amphiboliten, die in der Nähe von Moos in Passeier am Platter Berg/*Giogo Strizzon* (Farmazontal/*Valmezzana*) und in der Nähe von Gomion auftreten, wurden bereits in der Vergangenheit (POLI, 1991) Eklogitreste in Form von Symplektiten aus Plagioklas+Amphibol, die Na-Klinopyroxen ersetzen, beschrieben.

Im Aufschluss ähnelt diese Varietät stark den Granat-führenden Amphiboliten (OTF_a) und erscheint mittelkörnig bzw. mittel- bis grobkörnig mit

deutlich hervorstechenden Granat-Porphyroblasten (Abb. 40), prä-kinematisch zur Hauptschieferung gewachsen. Die Farbe zeigt einen helleren Grünton im Vergleich zu den gebänderten Amphiboliten. Neben einer schwächer ausgebildeten Bänderung ist dies das einzige Unterscheidungsmerkmal im Gelände. In den Aufschlüssen entlang der Straße nach Stuls kommen typische Bänder mit Granatanreicherungen oder Symplektite von Diopsid, Amphibol und Albit pseudomorph nach ursprünglichem Omphazit vor.

Der Mineralbestand umfasst Granat, Na-Klinopyroxen, Zoisit, Titanit, phengitischen Hellglimmer und Amphibol.

Die Rekonstruktion des P-T-Pfades für die Amphibolite von Moos in Passeier (POLI, 1991) zeigt einen Metamorphose-Höhepunkt in Eklogitfazies bei 0,9-1,2 GPa und 700° C.

Das Alter der eklogitfaziellen Metamorphose in der Texel-Einheit wurde durch radiometrische Sm/Nd-Datierungen an Granaten (HABLER *et alii*, 2006) und U/Pb-Datierungen an Zirkon (BARGOSSO *et alii*, 2010; ZANCHETTA *et alii*, 2013) auf 90-85 Ma bestimmt.

2.2.7. - Kalksilikatmarmore (OTB)

Es handelt sich um fein- bis mittelkörnige, mitunter zuckerkörnige Kalkmarmore mit seltenen dolomitischen Einschaltungen mit variablem



Abb. 40 - Granat-führende Amphibolite mit Eklogitresten mit typischen, pegmatoiden Linsen mit Pseudomorphosen nach ursprünglichen Omphazit-Kristallen. Aufschlüsse westlich von Stuls, in der Nähe des letzten Tunnels.

Silikatgehalt. Die Farbe reicht von milchigweiß bis gelblich. Der Mineralbestand umfasst Kalzit, Hellglimmer, (Klino)Zoisit, Amphibol (Tremolit) und Quarz. Als Nebengemengteile treten örtlich Sulfide, Apatit, Graphit, Fe-Oxide und Chlorit auf. Einige dünne Dolomitlagen (bis zu max. einigen Dezimetern Mächtigkeit) kommen im Pfelderer Tal vor, innerhalb eines dicken Bandes, welches sich über mehr als 5 Kilometer auf der orographisch linken Talseite zwischen der Zwickauer Hütte/Rif. Plan im Südwesten und dem Weißspitz/Cima Bianca (2399 m) im Nordosten erstreckt. Kalksilikatmarmore (OTB) treten nicht nur im Pfelderer Tal, sondern weit verbreitet auch auf dem Kamm zwischen dem Hochwart/Guardia Alta (2609 m) und der Hohen Kreuzspitze/Punta di Montecroce (2743 m) nördlich von Moos in P. auf (Abb. 41). Im südöstlichen Blattbereich kommen sie zudem am Nordhang des Ratschingstals in bis zu hunderten von Metern mächtigen Lagen vor, eingeschaltet in die gebänderten Paragneise (OTP) und die Glimmerschiefer (OTM). Schließlich sind sie noch am Südhang des Ridnauntals (Mareiter Stein/Sasso di Mareta) vorhanden, wo sie auch abgebaut werden.

Die Marmore sind in der Regel massig ausgebildet, eine Art Schieferung (anisotrope Textur) erkennt man nur in den Silikat-reicheren Partien oder im Falle eines unterschiedlichen Farbtons der einzelnen Marmorlagen. In den unreinen Marmoren wird die Hauptschieferung S_2 von Hellglimmer, Klinozoisit



Abb. 41 - Kalksilikatmarmorlagen (OTB) innerhalb der gebänderten Paragneise (OTP). Hohe Kreuzspitze (2743 m), vom Weißspitz (2399 m) aus gesehen.

und Amphibol nachgezeichnet. Die Wechsel von rein karbonatischen Lagen mit Silikat-führenden Niveaus erfolgen gewöhnlich entlang der Schieferung S_2 . In der Nähe des Kontaktes zur Schneeberger Einheit neigt die Schieferung S_2 dazu, einen mylonitischen Charakter anzunehmen, was zu einer ausgeprägten Kornverkleinerung und einer Einregelung von Kalzit durch synkinematische Rekristallisation führt.

2.2.8. - Kalkglimmerschiefer (OTC)

Die Kalkglimmerschiefer sind feinkörnige, stark geschieferte, kalkige Gesteine, die von wechselnden, Zentimeter-mächtigen Kalzitlagen und Niveaus aus überwiegend Hellglimmer und Chlorit aufgebaut werden. Die Farbe reicht mit abnehmendem Kalkgehalt von cremefarben bis braun. Sie sind oftmals löchrig aufgrund der bevorzugten Lösung von Kalzit im Vergleich zu den Silikaten. Sofern vorhanden, folgt der Lagenbau der Schieferung. Im Gelände sind Kalzit, Hellglimmer, Chlorit, Quarz, (Klino)Zoisit, Plagioklas und Amphibol zu erkennen. Im Blattbereich sind sie nur am Hang im NW von Pfelders/*Plan* in kartierbarer Mächtigkeit vorhanden. Hier liegt auf rund 2100 m Höhe ein mehrere Zehnermeter langer Körper am Kontakt zwischen den gebänderten Paragneisen (OTP) und den Kalksilikatmarmoren (OTB). Kleinere, dm-mächtige *Boudins* treten in den gebänderten Paragneisen bis in eine Entfernung von bis zu 10-20 m vom lithologischen Kontakt auf. Am Rand dieser *Boudins* zeigen die gebänderten Paragneise häufig eine metasomatische Corona aus Amphibol+Plagioklas+Granat, mit einer deutlich gröberen Körnung im Vergleich zum umgebenden Gestein (Abb. 42).

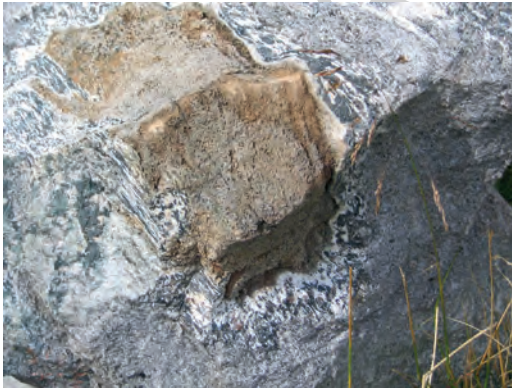


Abb. 42 - Metasomatischer Reaktionsrand zwischen Kalkglimmerschiefer-Boudins (ca. 15 x 6 cm) und den umgebenden gebänderten Paragneisen. Man erkennt mm-großen Amphibol, Plagioklas und Granat. Pfelderer Tal, längs des Ferner Bachs auf einer Höhe von etwa 2050 m.

2.3. - DIE TEKTONO-METAMORPHE SCHNEEBERGER EINHEIT

Die Schneeberger Einheit wurde in der Vergangenheit aufgrund seiner typischen Gesteine bzw. durch das charakteristische Vorkommen von Granat und Amphibol in oftmals Zentimeter großen Porphyroblasten (Hornblende-Garbenschiefer *Auct.*) als eigene Einheit ausgehalten. Die Schneeberger Einheit (*“Schneeberger Gesteinzug”*, SANDER, 1920a) wird historisch in einen zentralen Abschnitt und ein Randgebiet unterteilt. Der zentrale Abschnitt (*Membro di Salto* von JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1971) ist lithologisch homogen und besteht aus Granat-führenden Serizitglimmerschiefern und untergeordnet Amphiboliten. Das heterogene Randgebiet (*Membro di Casabella* von JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1971 bzw. *“Bunte Serie”* von MAURACHER, 1980) besteht aus einer Wechselfolge von Meter bis Zehnermeter mächtigen Lagen von Granat-führenden Glimmerschiefern, Amphiboliten, Quarziten, Marmoren und Kalkglimmerschiefern.

Richtung Süden grenzt die Schneeberger Einheit tektonisch an die Texel-Einheit und ist durch den Übergang der typisch grobkörnigen, heterogenen Randabfolge zu den gebänderten Paragneisen (OTP) und Glimmerschiefern (OTM) der Texel-Einheit gekennzeichnet. Der Kontakt wird oftmals von Quarzit-, Marmor- und Glimmerschieferlagen mit mylonitischem Gefüge unterstrichen. Lokal wird der Kontakt durch eine kataklastische Scherzone reaktiviert (ZANCHETTA, 2010), teilweise mit Pseudotachyliten vergesellschaftet (BESTMANN *et alii*, 2011). Im Norden wird die Schneeberger Einheit vom polymetamorphen Grundgebirge der Ötztal-Decke durch eine tektonische Linie getrennt. Auch in diesem Fall ist der Kontakt durch eine mylonitische Scherzone mit variabler Mächtigkeit von bis zu 10-20 m (entlang der Straße zum Timmelsjoch/*Passo del Rombo* auf einer Höhe von 2100 m) gekennzeichnet.

Im Blattbereich ist die Schneeberger Einheit verbreitet aufgeschlossen und bildet einen grob SW-NE gerichteten Streifen (Abb. 24). Er umfasst die oberen Hangbereiche auf der linken Seite des Pfelderer Tals, das gesamte Seebertal, das Passeiertal von ca. Moos in Passeier bis zum Ausgang der Timmelsalm, den unteren Talabschnitt des Schönauer Baches/*Rio dei Malgari*, den unteren Abschnitt und die obere linke Flanke des Taleinschnittes des Schneeberg Baches, das Lazzacher Tal, den Grat zwischen Zermajdloch/*Forcella Zermado* (2619 m) und der Hohen Ferse/*Monte Tallone Grande* (2669 m) und schließlich den mittleren Abschnitt des Ridnauntals, zwischen Maiern und der nordöstlichen Blattecke.

Die Schneeberger Einheit besteht hauptsächlich aus metapelitischen Gesteinen, bzw. Granat-führenden Glimmerschiefern (OSF) mit örtlich biotitreichen Varietäten und zentimetergroßen Granaten (OSG), Serizitglimmerschiefern (OSR), Karbonat-führenden Glimmerschiefern (OSH) mit Amphibol-Porphyroblasten. Daneben kommen verbreitet Quarzitlagen (OSQ) vor, insbesondere im Randgebiet der Einheit, bisweilen mit typischen

Granat-Porphyroblasten aus mm-großen Kristallaggregaten (Maiern/*Masseria*, Ridnauntal). Ebenfalls im Randgebiet, treten Kalksilikatmarmore (OSB) und Kalkglimmerschiefer (OSC) sowie Granat- und Amphibol-führende Gneise und Schiefer (OSD) mit weiterhin einem gewissen Karbonatanteil auf. Verbreitet sind Amphibolitlagen (OSA) vorhanden, hauptsächlich im Seeber Tal. Die Amphibolite können auch Varietäten ausbilden und es wurden Granat-führende Amphibolite (OSA_a), Karbonat-führende Amphibolite (OSA_b) sowie Hellglimmer-führende Amphibolite (OSX) unterschieden. Am Bergkamm zwischen dem Seeber Tal und dem Dorf Rabenstein/*Corvara in Passiria* befindet sich ein Körper aus Amphibol-führenden Biotitgneisen (OSW) mit wahrscheinlich metaintrusivem Ursprung.

2.3.1. - Serizitglimmerschiefer (OSR)

Dieser Lithotyp entspricht im Allgemeinen den „Phyllitischen Glimmerschiefern“ bzw. „Bleigrauen Glimmerschiefern“ (JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1971). Es handelt sich um mittel- bis feinkörnige, phyllitische Glimmerschiefer von dunkelgrauer Farbe. Sie bestehen aus Millimeter großen Granat- und Biotit-Porphyroblasten, die in eine serizitische Matrix eingebettet sind (Abb. 43).

Die Mineralparagenese umfasst Hellglimmer, Quarz, Biotit, Plagioklas, Granat, Kyanit, Sillimanit (erstmal hier beschrieben an den Felshöckern unterhalb des Rauhjochs/*Monte Scabro*, Seeber Tal) und opake Mineralien. Im Vergleich zu den Granat-führenden Glimmerschiefern (OSF) sind im Allgemeinen die Alumosilikate stärker vertreten. Die Glimmerminerale bilden mindestens 50% des Gesteinsvolumens. Der serizitische Hellglimmer ist sehr feinkörnig und bewirkt das „phyllitische“ Erscheinungsbild (Abb. 43). Die Glimmerminerale zeigen eine Einregelung und bilden eine ausgeprägte Schieferung im Millimetermaßstab (S_2). Granat ist in unterschiedlichen Mengen vorhanden, teils sind vereinzelte Kristalle im Millimeterbereich vorhanden, teils finden sich Lagen mit reichlich rhombododekaedrischen Granatkristallen bis zu 2 cm Größe (Abb. 44).

Die Serizitglimmerschiefer treten im zentralen Abschnitt der Schneeberger Einheit auf und werden im Norden und Süden von der „Heterogenen Serie“ (JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1971), begrenzt, welche durch Wechsellagen von Granat-führenden Glimmerschiefern, Amphiboliten, Marmoren, Kalkglimmerschiefern und Quarziten gebildet wird. Die Serizitglimmerschiefer treten verbreitet im unteren Seeber Tal, am Hang westlich von Rabenstein, im Taleinschnitt des Schönauer Baches/*Rio dei Malgari* sowie in den mittleren Abschnitten und den Talschlüssen der rechten Seitentäler des Ridnauntals (Lazzacher Tal, Staudenberg Bach/*Rio degli Arbusti*, Valtigel Bach/*Rio Vallicola*) auf.



Abb. 43 - Serizitglimmerschiefer (OSR) mit einem typisch „phyllitischen“ Erscheinungsbild und Granat-Porphyroblasten von meist einigen Millimetern Größe. Die Farbe reicht von silbergrau bis bleigrau. Straße von der der Timmelsjochstraße nach St. Martin am Schneeberg.

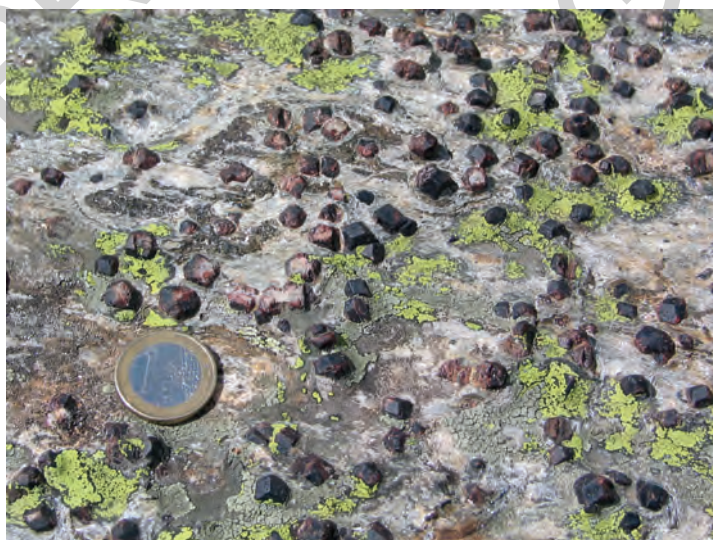


Abb. 44 - Granatreiche Lage in den Serizitglimmerschiefern. Die Granat-Porphyroblasten zeigen fast durchwegs einen rhombododekaedrischen Habitus. Taleinschnitt des Schönauer Bachs bei der Unteren Gostalm.

2.3.2. - Granat-führende Glimmerschiefer (OSF)

Es handelt sich um serizitische- bis grobkörnigere Glimmerschiefer, letztere mit großen Granat-, Amphibol- und Biotitkristallen. Örtlich gehen diese Lithotypen allmählich in Quarzitschiefer über. Diese Gesteine weisen eine silbergraue bis dunkelgraue Farbe auf (Abb. 45).

Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Biotit, Granat, Amphibol, Chlorit, Kalzit. Typisch ist das Auftreten von Zentimeter mächtigen Amphibol- und Karbonatlagen. Im Aufschluss sind häufig bis zu 2-3 cm große (Abb. 46), synkinematische Granat-Porphyroblasten mit einer internen, gegenüber der Hauptschieferung rotierten Foliation, zu beobachten.

Das Gestein zeigt generell ein ausgeprägt geschiefertes Gefüge (S_2) im Millimeterbereich, das von reichlich Hellglimmer und Biotit nachgezeichnet wird. Im Pfelderer Tal, in der Nähe des Kontaktes zur Texel-Einheit, zeigen die Glimmerschiefer ein mylonitisches Gefüge mit einer ausgeprägten Minerallineation durch Biotit, Quarz sowie seltenen, ellipsenförmigen Granatagglomeraten aus zahlreichen Millimeter großen oder kleineren Individuen. Daneben kommt Granat in idiomorphen, rhombododekaedrischen, bis zu 4-5 Zentimeter großen Kristallen innerhalb der Glimmerlagen vor. Granat tritt nahezu durchwegs auf und kann bis zu 7-8% des Gesteinsvolumens ausmachen.

Die prismatischen Amphibol-Porphyroblasten erreichen in einigen Fällen eine Größe von 5 cm. Diese kommen vorwiegend in den ersten 2-3 m am Kontakt zu den *Boudins* oder Lagen der Granat-führenden Amphibolite vor. Wo die *Boudins* aus Granat-Karbonat-führenden Amphiboliten bestehen, reagieren die anliegenden Glimmerschiefer schwach mit verdünnter Salzsäure, was ein Vorkommen von Karbonat in den ersten Dezimetern am Kontakt belegt. Örtlich kann man bereits im Gelände eine Pseudomorphose von Biotit nach Amphibol beobachten, die postkinematisch zur Schieferung S_2 erfolgt. Biotit tritt sowohl als Hauptbestandteil der Matrix in Kristallen von unter 1 mm Größe auf, als auch in 2-3 mm großen, postkinematisch zu S_2 gewachsenen Individuen auf (Hoher First/*M. Principe* und Scheibkopf/*Testa Scheib* im Seeber Tal). Hellglimmer kommt in Millimeter-großen Kristallen und in der Serizitmatrix vor. Hierbei wird ein bedeutender Gehalt an Paragonit erreicht.

Im südwestlichen Blattbereich treten die Granat-führenden Glimmerschiefer auf der linken Seite des Pfelderer Tals auf, oberhalb einer Höhe von 2000 m, auf dem Kamm zwischen Pfelderer und Seeber Tal, sowie im Talschluss des Seeber Tals. In Richtung NE bilden sie Aufschlüsse bei Rabenstein, im Taleinschnitt des Schönauer Baches/*Rio dei Margari*, im Bereich der Senke von St. Martin am Schneeberg, wo sie in direktem Kontakt mit dem polymetamorphen Grundgebirge der Ötztal-Decke stehen, am linken Kamm des Ratschingstals und schließlich in den rechten Seitentälern des Ridnauntals sowie auf der linken Ridnauner Talseite.



Abb. 45 - Granat-führende Glimmerschiefer am Kontakt zu Kalkglimmerschiefern (unten links). Man beachte die zahlreichen Quarzniveaus und die ausgeprägte Verformung infolge von Faltungen der Phase D_3 . Schäferegg, Seeber Tal.



Abb. 46 - Zentimetergroße Granat-Porphyroblasten, synkinematisch zur Schieferung S_2 . Timmelsjochstraße, Seeber Tal.

2.3.3. - Biotitschiefer mit Riesen-Granaten (OSG)

Es handelt sich um mittel- bis grobkörnige, Biotit- und Muskovit-führende Glimmerschiefer von hellgrauer bis dunkelgrauer Farbe, die sich durch das Vorhandensein von Granat-Megablasten von über zwei Zentimetern und bis zu einer Größe von etwa 20 cm auszeichnen (Abb. 47). Im Vergleich zu den Granat-Glimmerschiefern (OSF) weisen sie einen höheren Biotitanteil gegenüber dem Hellglimmer auf. Der Mineralbestand umfasst anteilmäßig abnehmend: Biotit, Granat, Quarz, Hellglimmer, Plagioklas, Amphibol, Kyanit und Sillimanit. Das Gefüge ist geschiefert mit einer ausgeprägten Schieferung S_2 im Submillimeterbereich, welche durch die Einregelung von Biotit und untergeordnet Hellglimmer definiert wird. Die Granat-Megaporphyroblasten besitzen einen idiomorphen bis hypidiomorphen, rhombododekaedrischen Habitus. Die Granat-Porphyroblasten zeigen eine interne Foliation in Kontinuität zu jener der Matrix, jedoch mit einem steilen Winkel gegenüber der Hauptschieferung infolge der Rotation der Porphyroblasten. Für gewöhnlich sind außerdem Porphyroblasten von Biotit und Sillimanit zu beobachten, die spät- bis postkinematisch zu S_2 gewachsen sind.

Die Biotitschiefer mit Riesen-Granaten treten in einem kleinen Gebiet im hinteren Seeber Tal auf. Sie bilden insbesondere ein ca. 150 m dickes Band am Bergkamm vom Rauhjoch/Monte Scabro (2926 m) in Richtung NW.



Abb. 47 - Hypidiomorpher Granat-Porphyroblast mit einer Größe von mehreren Zentimetern. Die Granate wachsen zumindest am Rand synkinematisch zu S_2 , Rauhjoch, Seeber Tal.

2.3.4. - Karbonat-führende Glimmerschiefer (OSH)

Es handelt sich um Muskovit-Biotit-führende Glimmerschiefer von weißlich-grauer Farbe mit Granat-Porphyroblasten. Kennzeichnend ist das Vorkommen von Karbonaten, die mit freiem Auge sichtbar sind. Die Karbonate (Kalzit und untergeordnete Mg-Kalzit) sind sowohl diffus in der Matrix verteilt, als auch in Lagen konzentriert vorhanden. Mit steigendem Karbonatanteil gehen die Gesteine allmählich in Kalkglimmerschiefer (OSC) über. Die Mineralparagenese dieser Gesteinsart besteht aus Hellglimmer, Biotit, Quarz, Plagioklas, Kalzit, Granat, Amphibol und opaken Mineralien.

Die Hauptschieferung (S_2) wird von Hellglimmer und Biotit nachgezeichnet. In den Karbonat-reichen Abschnitten ist ein recht gut definierter, mineralogischer Lagenbau vorhanden, der sich aus dem Wechsel von Silikat-reichen und Kalzit-reichen Bändern ergibt (Abb. 48). Im Vergleich zu den Lithotypen mit metapelitischer Zusammensetzung erscheint der Granat weniger stark vertreten. In den vorliegenden Glimmerschiefern kommt er in rhombododekaedrischen Porphyroblasten von unter 1 cm Größe vor, prä- bis syn-kinematisch zur Hauptschieferung entstanden. Lokal wachsen nadelige Amphibol-Porphyroblasten spät- bis postkinematisch zur Schieferung S_2 .

Die Karbonat-führenden Glimmerschiefer treten vor allem im hinteren Seeber Tal auf, wo sie als Einschaltungen in den Kalkglimmerschiefern (OSC), Kalksilikatmarmoren (OSB) und Granat-führenden Glimmerschiefern (OSF) vorkommen. Kleinere Aufschlüsse treten im Bereich der Hohen Ferse/*Monte Tallone Grande*, am Bergkamm zwischen Ridnauntal und Ratschingstal auf.



Abb. 48 - Statisch gewachsene, hypidiomorphe Amphibol-Porphyroblasten auf der Schieferung S_2 in den Karbonat-führenden Glimmerschiefern. Orografisch links des Seewerferners im Seeber Tal.

2.3.5. - Quarzite (OSQ)

Diese Gesteine bilden Lagen mit lateral gleichbleibender Mächtigkeit von wenigen Metern bis zu 150-200 m (auf rund 1500 m südlich von Rabenstein, am Kontakt zwischen der Texel-Einheit und der Schneeberger Einheit). Die Quarzite sind grau bis weißlich gefärbt und feinkörnig; eine Ausnahme bildet das Vorkommen von einzelnen, bis zu 2-3 mm großen Granat-Porphroblasten. Das Gefüge ist geschiefert, die Hauptschieferung wird durch die Einregelung von Quarz, Hellglimmer und Biotit definiert. Mit steigendem Glimmergehalt gehen sie in Quarzitschiefer über. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Biotit, Granat, Apatit, Zirkon, und opake Mineralien. Biotit ist zuweilen in Chlorit umgewandelt. Plagioklas ist in poikilitischen Porphyroblasten synkinematisch zur Hauptfoliation vorhanden.

Die Quarzitlagen der Schneeberger Einheit treten fast nur in den Randbereichen der Einheit auf. Sie sind auf der linken Seite des Pfelderer Tals aufgeschlossen, wo sie in die Granat-führenden Glimmerschiefer (OSF) eingeschaltet sind, im Kar von St. Martin am Schneeberg, im Bereich des Zermaidjochs/*Forcella Zermedo* im Taleinschnitt des Schönauer Baches/*Rio dei Margari*, im hinteren Lazzacher Tal sowie auf der orographisch linken Seite des Ridnauntals, wo sie in Kontakt mit den gebänderten Paragneisen (OZP) der Ötztal-Decke stehen. Hier sind sie durch einen hohen Granatgehalt gekennzeichnet und werden kartographisch unterschieden und nachfolgend beschrieben.

2.3.5.1. - Granat-führende Quarzite (OSQ_a)

In den Quarzitlagen im Kontaktbereich zwischen der Schneeberger Einheit und der Ötztal-Decke (Ötztal-Stubai-Kristallin) bei Maiern im hinteren Ridnauntal tritt Granat vermehrt und in Form von typischen, ellipsenförmigen Aggregaten (Abb. 49) auf. Die Hauptachse der Granataggregate erreicht eine Länge von bis zu 1-1,5 cm.

In diesem Abschnitt sind die Quarzite mittel- bis feinkörnig. Granat ist reichlich vorhanden und mitunter in Niveaus konzentriert, wobei er einen violetten Farbton aufweist. Ähnliche Granat-führende Quarzite wurden auch im Lazzacher Tal auf beiden Talseiten kartiert, immer entlang des tektonischen Kontakts zwischen der Schneeberger Einheit und der Ötztal-Decke. Daneben sind einige Dezimeter mächtige Bänder innerhalb der Quarzite (OSQ) am SE-Hang des Ebener First (3032 m), knapp unterhalb des Grenzkammes zwischen Pfelderer Tal/*Valle di Plan* und Seeber Tal/*Valle del Lago*, aufgeschlossen.

2.3.6. - Amphibolite (OSA)

Es handelt sich um mittel- bis feinkörnige Gesteine; sie bestehen überwiegend aus dunkelgrünem Amphibol und untergeordnet Plagioklas und Biotit. Das



Abb. 49 - Ellipsenförmige Granataggregate, die konform zur Minerallineation (320/50) gelangt sind, in den Granat-führenden Quarziten bei Maiern im Ridnauntal, in der Nähe des tektonischen Kontakts zwischen der Schneeberger Einheit und der Örtal-Decke.

Gefüge ist geschiefert (S-Tektonite), die Foliation wird durch die Einregelung von Amphibol und Biotit unterstrichen. Seltener zeigen sie eine Bänderung durch wechselnde, mm-dicke Amphibol- und Plagioklaslagen. Granat-Porphyroblasten treten nur vereinzelt auf und zeigen meist eine weißliche Plagioklas-Corona. Amphibolite treten in Lagen mit einer maximalen Mächtigkeit von einigen Metern und in Form von *Boudins* innerhalb der Gesteine der Randabfolge der Schneeberger Einheit, insbesondere der Granat-führenden Glimmerschiefer (OSF), auf. Häufig treten langprismatische Amphibole in Garben auf den Schieferungsebenen auf („Garbenschiefer“ *Auct.*).

Im Dünnschliff sind Amphibol, Plagioklas, Epidot, Quarz, Titanit und Biotit zu erkennen. Als Nebengemengteile sind Granat, Hellglimmer und Rutil vorhanden. Die seltenen Granat-Porphyroblasten sind stets präkinematisch zu S_2 . Im Inneren der Granate sind Einschlüsse von Amphibol, Quarz, Rutil, Biotit, Plagioklas und selten Epidot auszumachen.

Die Amphibolite bilden Meter bis Zehnermeter mächtige Lagen und Linsen in den häufigsten Gesteinstypen im Randgebiet der Schneeberger Einheit, d.h. innerhalb der Granat-führenden Glimmerschiefer (OSF), der Quarzite (OSQ), der Kalksilikatmarmore (OSB) und der Kalkglimmerschiefer (OSC). Sie wurden im Seeber Tal, am Bergrücken der linken Seite des Ratschingstals und in den rechten Seitentälern des Ridnauntals kartiert.

2.3.6.1. - Granat-führende Amphibolite (OSA_a)

Die Granat-führenden Amphibolite stellen eine mittel- bis grobkörnige Varietät der Amphibolite dar, die neben Amphibol durch große Granat- und Biotitkristalle gekennzeichnet ist. Die Farbe des Gesteins reicht je nach Plagioklasgehalt von grün-weiß bis dunkelgrün. Diese Amphibolite zeigen eine gebänderte Struktur durch einen Wechsel von Plagioklas- und Amphibollagen (Abb. 50). Die Mächtigkeit der Bänder reicht von wenigen Millimetern bis zu einigen Dezimetern. Die Mineralparagenese umfasst Amphibol, Granat, Plagioklas, Biotit, (Klino)Zoisit. Daneben treten noch Kalzit, Epidot, Quarz, Rutil, Titanit und opake Mineralien als Nebengemengteile auf.

In den Amphibollagen findet sich eine ausgeprägte Einregelung des Amphibols parallel zur Hauptschieferung (S_2). Zuweilen entsteht dadurch eine Minerallineation (Amphibolitlagen in der Nähe der Zwickauer Hütte/*Rif. Plan* und im Bereich der Stieralm/*Alpe del Toro*, Pfelderer Tal). Granat tritt in hypidiomorphen, prä- bis synkinematisch zu S_2 gewachsenen Porphyroblasten von bis zu 2 cm Größe auf. Mitunter erkennt man in den Granaten bereits im Gelände eine interne Foliation. Biotit ist in mehreren Generationen vorhanden,



Abb. 50 - Granat-führende Amphibolite (OSA_a) mit gebänderter Struktur entlang der Timmelsjochstraße, Örtlichkeit Schönau.

als Einschluss innerhalb der Granate und als intrafoliales Relikt in der S_2 (Bt I), weiter als Mineralphase der Schieferung S_2 (Amp II + Bt II) und schließlich wächst bisweilen Bt (III) pseudomorph nach den Amphibol-Porphyroblasten Amp (II). Die Granat-führende Amphibolite treten wie die gewöhnlichen Amphibolite (OSA) im Randgebiet der Schneeberger Einheit auf. Sie kommen hauptsächlich auf der orographischen linken Seite des Pfelderer Tals und im Seeber Tal vor, wo sie insbesondere im mittleren Talabschnitt in bis zu 50 m mächtigen Lagen und Linsen auftreten, sowie lokal im hinteren Ratschingstal und in den rechten Seitentälern des Ridnauntals.

2.3.6.2. - Karbonat-führende Amphibolite (OSA_b)

Karbonat-führende Amphibolite sind oft mit den Granat- und Amphibol-führenden Gneisen und Schiefen (OSD) sowie den Kalkglimmerschiefern (OSC) vergesellschaftet. Sie sind typischerweise gebändert mit abwechselnden Amphibollagen und Quarz-Feldspat-reichen bzw. karbonatischen Niveaus. Die Karbonate treten nicht nur in Form von eigenen Lagen auf, sondern sind vorwiegend diffus in den Amphibollagen verteilt und zeigen typischerweise ein „löchriges“ Aussehen aufgrund der bevorzugten Karbonatlösung.

Die Mineralparagenese umfasst Amphibol, Plagioklas, Kalzit, Granat, Titanit, Rutil, (Klino)Zoisit, Quarz, Biotit, Chlorit und opake Mineralien. Im Vergleich zu anderen Amphibol-führenden Gesteinen zeigen die Karbonat-führenden Amphibolite einen deutlich geringeren Quarzgehalt.

Die Schieferung (S_2) wird durch die Einregelung von Amphibol und Biotit definiert. Sofern vorhanden, verläuft der mineralogische Lagenbau durchwegs parallel zur Hauptschieferung.

Diese Gesteine liegen immer innerhalb der Granat-führenden Glimmerschiefer (OSF) und sind im mittleren Lazzacher Tal, im hinteren Ratschingstal, insbesondere im Bereich der Gleckalm/*Malga Gleck*, aufgeschlossen.

2.3.7. - Hellglimmer-führende Amphibolite (OSX)

Hellglimmer führende Amphibolite weisen im Gelände eine grün-graue bis hellgrüne Farbe auf. Das Gefüge ist gebändert und nur teilweise geschiefert. Das Hauptmerkmal ist das Vorhandensein von Hellglimmer mit paragonitischer Zusammensetzung (KONZETT & HOINKES, 1996). Der Mineralbestand ist komplex zusammengesetzt. Im Dünnschliff erkennt man Amphibol, Plagioklas, Quarz, Biotit, Ankerit, Ilmenit, Rutil, Hellglimmer, Granat. Daneben kommen auch Apatit und seltene Zirkone vor. Die Hauptschieferung (S_2) wird durch die Einregelung von Amphibol (Amp II), Biotit (Bt II) und Hellglimmer (Wm II) definiert.

Die prä- S_2 Mineralparagenese besteht aus Amp I + Wm I + Czo + Bt I + Grt + Pl + Qtz + Rt (Ilm). Der präkinematisch zu S_2 entstandene Hellglimmer zeigt

im Allgemeinen eine paragonitische, natriumreiche Zusammensetzung (siehe Kap. VI). Dieser Lithotyp wurde von KONZETT & HOINKES (1996) herangezogen, um das spätkretazische Alter und die Druck- und Temperaturbedingungen der Metamorphose in der Schneeberger Einheit zu bestimmen.

Im Blattbereich wurden die Hellglimmer-führenden Amphibolite ausschließlich im Seeber Tal kartiert, als Einschaltungen in den Kalksilikatmarmoren (OSB) und Glimmerschiefern (im Osten des Rauhjochs/*Monte Scabro*) oder als nicht darstellbare Lagen in den Granat- und Amphibol-führende Gneisen und Schieferen im Gebiet des Granatenkogels/*Monte dei Granati* (2930 m), im südwestlichen Talabschnitt.

2.3.8. - Granat- und Amphibol-führende Gneise und Schiefer (OSD)

Die Besonderheit dieser Gesteine ist ihr eigenartiges Aussehen, das durch eine mittlere bis grobe Körnung und zentimetergroßen Porphyroblasten von Amphibol und Granat besteht (Abb. 51). Das Gefüge reicht von gneisich bis hin zu geschiefert, je nach den Anteilen an Glimmer und Quarz-Plagioklas. Die Hauptschieferung (S_2) wird durch die Einregelung von Hellglimmer, Biotit und Amphibol definiert (syn- S_2 Vergesellschaftung: Wm I + Bt II + Amp II). Granat kommt in Porphyroblasten mit einer Größe von bis zu 10-15 cm vor (Granatenkogel/*Monte dei Granati*, 2930 m), häufig idiomorph mit typisch rhombododekaedrischem Habitus. Die Granat-Porphyroblasten zeigen eine Zonierung mit einem wahrscheinlichen prä- S_2 Kern und einem synkinematisch zu S_2 entstandenen Rand. Der Mineralbestand umfasst Amphibol, Plagioklas, Granat, Quarz, Biotit, Hellglimmer, Titanit, Rutil (teilweise durch Ilmenit ersetzt), Apatit, opake Mineralien. In einigen Fällen wurden auch Kalzit, Epidot und Chlorit festgestellt.

Zusätzlich zu den zentimetergroßen, synkinematisch zu S_2 gewachsenen Amphibol-Porphyroblasten (Amp II) wurden in mehreren Proben relikte Amphibole (Amp I) präkinematisch zu S_2 beobachtet. Die Porphyroblasten von Amp II sind in der Regel parallel zur Schieferung S_2 ausgerichtet, ohne jedoch eine Minerallineation auszubilden.

Die Granat- und Amphibol-führenden Gneise und Schiefer treten verbreitet im Seeber Tal/*Valle del Lago*, am Granatenkogel und am Grenzkamm zum Pfelderer Tal, zwischen dem Liebener Spitz/*Cima della Chiesa* (3389 m) und dem Rauhjoch/*Monte Scabro* (2926 m) auf. Meter- bis Zehnermeter mächtige Granat- und Amphibol-führende Gneise und Schiefer sind auch auf dem Rücken nördlich des Rinnerspitz/*Monte Rinna* (2759 m) und im Süden des Zirmaidspitz (2798 m) im Tal des Schönauer Baches sowie an der Südflanke der Schneeberger Weißen (2961 m) und im Kar von St. Martin am Schneeberg, im Lazzacher Tal und im Bereich der Hohen Ferse/*Monte Tallone* (2669 m) aufgeschlossen.



Abb. 51 - Granat- und Amphibol-führende Gneise und Schiefer (OSD). Im Aufschluss sind vielfach zentimetergroße Amphibol-Porphyroblasten zu erkennen, die in sogenannten „Garben“ auf den Schieferungsflächen S_2 angeordnet sind. Granatenkogel (2930 m), Seeber Tal.

2.3.9. - Amphibol-führende Biotitgneise (OSW)

Die mittel- bis feinkörnigen, Amphibol-führenden Biotitgneise zeigen je nach mineralogischer Zusammensetzung eine variable Färbung von dunkelgrün bis grün-hellgrau.

Die Mineralparagenese umfasst Amphibol, Plagioklas, Biotit, Quarz, (Klino) Zoisit, Rutil. Als Nebengemengteile sind bisweilen Epidot, Granat, Titanit, Chlorit und Apatit vorhanden.

Das Gefüge reicht von leicht foliiert bis geschiefert in den Biotit-reichen Partien. Die Schieferung (S_2) wird durch die Einregelung von Amphibol und Biotit (Amp II + Bt II) definiert. Im Aufschluss sind Linsen (Abb. 52) von mafischer Zusammensetzung (Amphibol + Biotit + Plagioklas) festzustellen, die als ursprüngliche magmatische Einschlüsse interpretiert werden können, was auf einen wahrscheinlich magmatischen Protolith der Amphibol-führenden Biotitgneise hindeutet. Im Dünnschliff erscheinen alle untersuchten Proben rekristallisiert, ohne dass ein ursprünglich magmatisches Gefüge erhalten geblieben wäre.



Abb. 52 - Reste eines mafischen Einschlusses in den Amphibol-führende Biotitgneisen. Wilder See, Seeber Tal.

Unterschiedliche Anteile an Amphibol und Biotit sind bezeichnend für diese Gesteine. In einigen Proben ist Biotit das einzige mafische Mineral, begleitet von Granat in Kristallen von unter 1 mm und präkinematisch zu S_2 gewachsen.

Die Amphibol-führenden Biotitgneise treten in einem etwa 2,5 km² großen Körper am Kamm zwischen Seeber Tal und Passeiertal, zwischen Sechsspitzler/*Cima delle Sei Punte* (2655 m) im Süden und Karrenberg/*Monte Carra* (2249 m) im Norden auf.

2.3.10. - Kalksilikatmarmore (OSB)

Es handelt sich um mittel- bis feinkörnige Marmore von milchigweißer bis gelblicher Farbe. Das Gefüge reicht von massiv in den zuckerkörnigen Abschnitten bis mylonitisch mit einer ausgeprägten Kornverkleinerung (Abb. 53).

Der Mineralbestand umfasst Hellglimmer, Chlorit, (Klino)Zoisit, Tremolit und opake Mineralien. In den Marmoren in der Nähe der Zwickauer Hütte/*Rif. Plan* wurden zentimeterdicke, Graphit-reiche Lagen von bleigrauer Farbe kartiert.

Die Kalksilikatmarmore treten hauptsächlich im südwestlichen Abschnitt des Kartenblattes auf, zwischen der linken Seite des Pfelderer Tals (Abb. 54) und dem Seeber Tal. Sie sind auch in der Nähe des Zirmaidspitz/*Cima Zermedo* (Tal des Schönauer Baches/*Rio dei Malgari*), am orographisch linken Bergkamm des Ratschingstals, sowie in vereinzelt dünnen Lagen im Bereich von St. Martin am Schneeberg und in den rechten Seitentälern des Ridnauntals aufgeschlossen.



Abb. 53 - Kalksilikatmarmor (OSB) mit mylonitischem Gefüge. Steig zur Zwickauer Hütte, ca. 2450 m.



Abb. 54 - Kalksilikatmarmorlagen (OSB) innerhalb der Serizitglimmerschiefer (OSR) im Randbereich der Schneeberger Einheit am Kontakt zur Texel-Einheit. Linke Seite des Pfelderer Tals.

2.3.11. - Kalkglimmerschiefer (OSC)

Die Kalkglimmerschiefer treten in Meter mächtigen Lagen und Linsen von hellbrauner bis weißlicher Farbe auf. Sie sind mit Kalksilikatarmoren (OSB) vergesellschaftet oder den Granat-führenden Glimmerschiefern (OSF) und den Granat-führenden Amphiboliten (OSA_a) zwischengeschaltet. Die karbonatische Komponente wird ausschließlich von Kalzit gebildet, während Hellglimmer, Chlorit, Quarz, Plagioklas, Titanit, Epidot und Amphibol die Silikatpartien darstellen. Diopsid und Biotit treten selten auf. Das Gefüge ist stark geschiefert. Wenn die Mächtigkeit der Silikatlagen über einem Zentimeter liegt, bildet sich eine Bänderung aus. Die mächtigeren Karbonatlagen zeigen ein zuckerkörniges Gefüge. Häufig sind in diesen Gesteinen prä- S_2 , d.h. vor der Hauptdeformation entstandene Strukturen, etwa abgescherte Faltscharnieren, zu erkennen.

Diese Glimmerschiefer treten vor allem im hinteren Seeber Tal auf, auf dem Grat zwischen dem Seeber Spitz/*Cima del Lago* (3288 m) und dem Rauhjoch (2926 m) im südwestlichen Teil des Kartenblattes (Abb. 55).



Abb. 55 - Kalkglimmerschiefer (OSC) in der Nähe des Rauhjochs (2926 m), Seeber Tal.

2.4. - ÖTZTAL-DECKE

Die Ötztal-Decke gehört zum großen Komplex des Ötztal-Stubai-Kristallins, einer der größten ostalpinen Deckensysteme. Die Platznahme dieser Decke im Verlauf der alpidischen Orogenese und ihre entsprechenden Verformungen und Metamorphose sind seit Anfang des vorigen Jahrhunderts Gegenstand

von wissenschaftlichen Untersuchungen. Neueste Bearbeitungen gehen von einer mittel- bis niedriggradigen alpidischen Metamorphose aus, mit einem zunehmenden Anstieg der Temperaturen von NW nach SE (siehe Kapitel IV bzgl. Literaturhinweise) und schließlich dem Erreichen von amphibolitfaziellen Bedingungen. Der kartierte Blattbereich liegt demnach in einem Gebiet mit den stärksten Auswirkungen der alpidischen Orogenese.

Die Ötztal-Decke besteht aus einem polymetamorphen Grundgebirge und einer permo-mesozoischen metasedimentären Sedimentabfolge. Die postvariszische Bedeckung steht mit dem darunter liegenden Grundgebirge durch eine Diskordanzfläche (*non-conformity*) in Kontakt, die an vielen Stellen ihren ursprünglichen Charakter bewahrt, während sie an anderen Stellen von Scherzonen deformiert wird. Die Sedimentabfolgen können dennoch als autochthon angesehen werden.

Die Ötztal-Decke verläuft grob in Richtung WSW-ENE im nördlichen Teil des Kartenblattes, zwischen dem Timmelsjoch/*Passo del Rombo* und den Talschlüssen von Ridnauntal und Pflerschtal bis knapp westlich des markanten Gipfels des Tribulaun (3097 m). Im Norden reicht die Einheit über die Blattgrenze hinaus, im Süden steht die Ötztal-Decke in tektonischem Kontakt mit der *Schneeberger Einheit*. Ausbildung und Bedeutung dieses Kontaktes werden in Kapitel VI beschrieben.

POLYMETAMORPHES GRUNDGEBIRGE

Das Grundgebirge der Ötztal-Decke besteht hauptsächlich aus Quarz-Feldspat-führenden Zweiglimmergneisen, bzw. gebänderten Paragneisen (OZP) und Feldspat-führenden Paragneisen (OZF), zuweilen mit einem ausgeprägt „migmatitischen“ Erscheinungsbild (Gebänderte heterogene Gneise OZE). Innerhalb der beiden charakteristischen Gesteinsarten treten Einschaltungen von Granatglimmerschiefern (OZM), Muskovit-führenden leukokraten Orthogneisen (OZT), verschiedenen Arten von Metabasiten (Amphibolite (OZA) und Amphibolite mit magmatischen Relikten (OZJ)) und in geringerem Maße auch von Quarziten (OZQ), Phyllitischen Glimmerschiefern (OZL) und Aplitischen Orthogneisen (OZI) auf. Im Nordosten des Blattes ist der ordovizische Metagabbrokörper von Pflersch (*Pflerscher Gabbro Auct.* OZG) aufgeschlossen. Ein weiterer Amphibolitkörper wird von den Metadoriten und Amphiboliten am Becher (OZU) dargestellt, welcher im Bereich der gleichnamigen Schutzhütte vorkommt.

Innerhalb der gebänderten Paragneise treten schließlich die silberhaltigen Sulfid-Vererzungen des Bergbaureviers von St. Martin am Schneeberg/*San Martino Monteneve* und Pflerschtal (Lagen und Linsen mit Sulfid-Vererzungen - OZZ, Phyllitische Graphitschiefer - OZH) auf. Ein Abbau der Erze ist ab 1200 n. Chr. belegt, erfolgte aber vermutlich bereits lange vorher (BAUMGARTEN, 1998).

2.4.1. - Gebänderte Paragneise (OZP)

Im Blattgebiet stellen die gebänderten Paragneise den häufigsten Lithotyp der Ötztal-Einheit dar. Sie treten verbreitet im Bereich von Timmelsjoch/*Passo del Rombo* und auf der linken Seite des Seeber Tals, auf der rechten Seite der Timmelsalm, auf den Bergkämmen am Rand des Übeltalferners/*Vedretta di Malavalle*, auf der linken Seite des Lazzacher Tals, am linken Hang des Ridnauntals und schließlich im Pflerschtal auf, wo sie in Kontakt mit der Schneeberger Einheit stehen.

Im Aufschluss erscheinen sie braungrau, vielfach sind an der Gesteinsoberfläche rötliche Verwitterungsflecken vorhanden. Am frischen Bruch reicht die Gesteinsfarbe je nach Anteil an Plagioklas von grau bis weißlich. Das Gneisgefüge wird durch einen Lagenbau mit abwechselnd Plagioklas-Quarz-reichen und Glimmer-reichen Niveaus unterstrichen (Abb. 56). Die Hauptschieferung wird durch die Einregelung von Hellglimmer und Biotit definiert. Die Paragneise sind mittel- bis feinkörnig, manchmal treten bis zu mm-große Granat-PorphYROblasten auf, die teilweise auch im Aufschluss zu erkennen sind (Egetjoch/*Passo dell'Erpice*, Krapfenkarispitz/*Quaira Tonda*, Timmelsalm, Aglsalm im Ridnauntal).

Die Hauptschieferung S_2 entsteht durch mm-dünne Lagen von Biotit, Hellglimmer, Quarz und Plagioklas. Letzterer ist durch Mikrorisse mit Kalifeldspatfüllung gekennzeichnet. Zuweilen ist eine relikte Schieferung aus Biotit und Quarz im Kern der Granat-PorphYROblasten konserviert.

Der Granat ist in idiomorphen Kristallen prä- bis syn-kinematisch zur Hauptschieferung (S_2 in Abb. 57) gewachsen und rekristallisiert örtlich zu



Abb. 56 - Gebänderte Paragneise mit quarzreichen Lagen. Die isoklinalen Falten sind der Phase D_2 zuzuordnen. Ferner Bach, Pflerschtal.

Subkörnern. Manchmal wird er durch pseudomorphe Aggregate aus Muskovit, Plagioklas und Quarz ersetzt. In einigen Gesteinsproben wurde das Vorhandensein von Granat-Neoblasten unter 1 mm Größe festgestellt. Diese sind teilweise zoniert und wachsen zusammen mit grobkörnigem Biotit postkinematisch zur Hauptschieferung. Im Wechsel kommen feinkörnige Niveaus vor, in denen Biotit und Muskovit zusammen mit Quarz, Albit und Epidot wachsen. Auf dem Epidot zeigt sich wiederum ein statischer Wuchs von Chlorit.

Aufgrund der unterschiedlichen Anteile an Quarz, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer sowie dem Vorkommen von Amphibol ergibt sich eine große Bandbreite an lithologischen Varietäten. In Gesteinsproben aus dem Gebiet vom Gogelberg/M. *Cuculo* (auf der linken Seite des Pflerschtals, SE vom Sandessee, knapp außerhalb des Kartenblattes), tritt reichlich Amphibol vergesellschaftet mit Biotit auf, der eine schwache Schieferung (S_2) durch die Wechsellagerung mit Quarz und Plagioklas ausbildet. Granat kommt in idiomorphen bis hypidiomorphen Kristallen vor und wird lokal durch Amphibol und Biotit ersetzt.

In den pelitischen Abschnitten (am Rücken Wilder Freiger/*Cima Libera* - Becherhaus/*Rifugio G. Biasi al Bicchiere*, im Norden der Teplitzerhütte/*Rif. Vedretta Pendente* im hinteren Ridnauntal und schließlich auf der linken Seite der mittleren Timmelsalm) treten pseudomorphe Aggregate aus Serizit, Biotit und Oxiden nach ursprünglichem Staurolith auf, die im Aufschluss durch das prismatische Erscheinungsbild (Abb. 57) und in einigen Fällen dank der typischen kreuzförmigen Kristallzwillinge hervorstechen.

Im Bergbauggebiet von St. Martin am Schneeberg/*San Martino Monteneve* kommen besondere Varietäten mit zentimetergroßen Porphyroblasten von

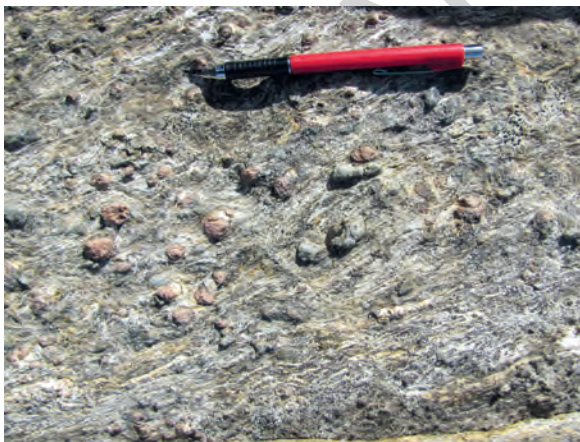


Abb. 57 - Pelitisches Niveau in den gebänderten Paragneisen (OZP) mit Porphyroblasten von Granat bzw. vollständig durch Serizit ersetzten Staurolith, Timmelsalm.

Granat und manchmal auch von Amphibol (Abb. 58) vor. Diese Lithotypen bilden das taube Nebengestein der Sulfid-Vererzungen. Ähnliche Fazies wurden auch im Lazzacher Tal im NW der Ruine Poschhaus (2114 m) kartiert.

In dieser Fazies treten idiomorphe Granat-Porphyroblasten von bis zu 1-2 cm Größe vergesellschaftet mit den Lagen und Linsen mit Sulfid-Vererzungen (OZZ) von St. Martin am Schneeberg und Pflerschtal auf. Kleinere Aufschlüsse dieser Fazies wurden auf der Karte nicht eigens ausgehalten und mitunter den Granatglimmerschiefern (OZM) einverleibt (Gebiet von St. Martin am Schneeberg).

2.4.1.1. - Feinkörnige Biotitparagneise (OZP_a)

Die feinkörnigen Biotitparagneise treten auf der rechten Seite der Timmelsalm zwischen der Windachscharte/*Forcella del Lago Nero* und dem Schwarzwandspitz/*Croda Nera di Malavalle* (3354 m) auf. Sie sind auch an den Wänden oberhalb des Übeltalferners im hinteren Ridnauntal (*Sonklarspitz/Cima di Malavalle* 3471 m, *Wilder Pfaff/Cima del Prete* 3456 m, *Wilder Freiger/Cima Libera* 3418 m) aufgeschlossen.

Es handelt sich um feinkörnige Gesteine von dunkelgrauer bis grüngrauer Farbe. Das Gefüge ist foliiert bis geschiefert, je nach dem Verhältnis von Quarz, Feldspat und Glimmer. Die Achsenebenenschieferung (S_2) wird durch die



Abb. 58 - Granat- und Amphibol-führende, linsenförmige Einschaltung mit diffusen Sulfidvorkommen (OZZ) innerhalb der gebänderten Paragneise; die Oxidation der Sulfide bedingt die rostbraune Farbe des Gesteins. St. Martin am Schneeberg.

bevorzugte Ausrichtung von Biotit und untergeordnet Hellglimmer definiert. Im Aufschluss kann man Biotit, Quarz, Plagioklas und Hellglimmer erkennen. Granat wurde nur selten beobachtet.

Der Mineralbestand umfasst Biotit, Hellglimmer, Plagioklas und Quarz und seltene, 1-2 mm große Granat-Porphyroblasten, die mit Lagen aus nahezu ausschließlich Quarz und Plagioklas wechseln. Der Plagioklas ist fast vollständig durch ein Serizitaggregat mit Chlorit und Epidot ersetzt.

2.4.2. - Feldspat-führende Paragneise (OZF)

Dieser Lithotyp unterscheidet sich von den gewöhnlichen gebänderten Paragneisen (OZP) durch sein häufiges Augengefüge aufgrund von millimetergroßen Plagioklas-Poikiloblasten in biotitreichen Niveaus (Abb. 59a). Einschlüsse in den Poikiloblasten bestehen aus Biotit, Quarz und Hellglimmer. Die Gesteinsfarbe reicht je nach Anteil an Biotit bzw. Quarz-Feldspat von dunkelgrau bis weißlich. Das Gefüge ist gneisich, mitunter gebändert (Abb. 59b) durch das Vorkommen von zentimeterdicken Biotitlagen. Die Foliation wird durch Biotit (Bt II) und Hellglimmer (Wm II) und zuweilen durch Quarz definiert.

Die Mineralparagenese umfasst Quarz, Plagioklas, Biotit, Granat, Hellglimmer, Turmalin, Chlorit, Apatit, Zirkon.

Südlich vom Scheiblenkogel/*Dosso del Bersaglio* (3064 m, Timmelsalm) treten in einigen Lagen Porphyroblasten von Granat und Staurolith auf, wobei letzterer in der Regel in Serizit-Aggregate umgewandelt ist. Die Feldspat-führenden Paragneise sind in zwei Bändern im Bereich der Timmelsalm und im Passeirer Timmelstal aufgeschlossen. Das erste ist etwa 500 m mächtig und erstreckt sich über 2 km im Westen des Königshof Spitz/*Monte Reale* (3122 m), das zweite erreicht eine Mächtigkeit von rund 1 km und verläuft vom Scheiblenkogel für etwa 5 km in Richtung NE-SW bis ins Passeirer Timmelstal.

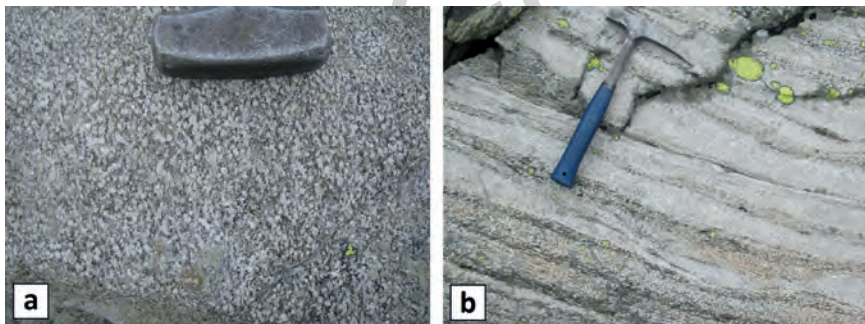


Abb. 59 - a) Biotit-führende Lagen mit Mikro-Augengefüge durch poikilitische Plagioklas-Porphyroblasten, Scheiblenkogel (3064 m), Timmelsalm. b) Gebändertes Gefüge in Feldspat-führenden Paragneisen (OZF). Westflanke des Botzers (3251 m).

2.4.3. - Granatglimmerschiefer (OZM)

Die Granatglimmerschiefer zeigen eine typische silbergraue Farbe, durchsetzt mit weißen Bändern und Linsen infolge des hohen Quarzanteils. Das Gefüge ist geschiefert und häufig krenuliert. Intrafoliale Isoklinalfalten innerhalb der regionalen Schieferung (Deformationsphase D_2) werden durch relikte Faltenscharniere in Form von cm-dicken Quarzlagen hervorgehoben. Die Schieferung S_2 stellt das Hauptelement des mikro- und mesoskopischen Gefüges dar und wird durch die Einregelung von Hellglimmer (Wm II) und untergeordnet Biotit (Bt III) definiert. Durch Porphyroblasten von Granat (Abb. 60) und Staurolith von mehreren Millimetern Größe erscheint das Gestein ungleichkörnig. Der Granatkern (Grt I) ist reich an prä- S_2 Einschlüssen (Bt I + Qtz + Rt + Pl I + Ap + Zr), während am Kornrand fast durchwegs ein Wuchs synkinematisch zur Schieferung S_2 erfolgt, mit seltenen Einschlüssen von Wm II und Bt III.

Die Granatglimmerschiefer sind am Kontakt mit den permo-mesozoischen, metamorphen Sedimentbedeckungen aufgeschlossen, im Bereich vom Egetjoch und dem Kleinen Schwarzsee/Lago Nero, im Norden von St. Martin am Schneeberg. Kleinere Aufschlüsse befinden sich auf der orographisch linken



Abb. 60 - Granat-Porphyroblasten in den Granatglimmerschiefern (OZM), Egetjoch.

Seite der Timmelsalm, unmittelbar im NW des Schwarzseespitz/*Cima del Lago Nero*, innerhalb der gebänderten heterogenen Gneise (OZE). Ein bedeutendes Glimmerschieferband von Zehnermeter Mächtigkeit liegt hingegen an der Basis der gebänderten heterogenen Gneise (OZE) im Abschnitt vom Hinteren Senner Egeten See/*L. dell'Erpice di Mezzo* im hinteren Ridnauntal bis zur Magdeburger Scharte/*Forcella di Montarso* im hinteren Pflerschtal.

Das Gefüge ist typischerweise foliiert oder geschiefert und wird durch die Einregelung von Hellglimmer und untergeordnet Biotit bestimmt.

Sie zeigen eine charakteristische Bänderung durch Wechsel von Quarz-Feldspat-Niveaus mit glimmerreichen, Granat-führenden Lagen. Der Granat bildet idiomorphe Porphyroblasten, die in den rein pelitischen Abschnitten eine Größe im Millimeterbereich erreichen.

Chlorit-Aggregate wachsen statisch auf der Schieferung. Rutil ist gewöhnlich als Nebengemengteil vorhanden. In einigen Proben treten Biotitrelikte in Millimeter-großen Kristallen sowie pseudomorphe Biotit-Aggregate nach wahrscheinlichen Staurolith-Porphyroblasten (gänzlich ersetzt) auf.

Am Osthang des Schwarzseespitz/*Cima del Lago Nero*, unmittelbar am Kontakt zu den Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (OZC), sind besonders granatreiche Varietäten vorhanden. Die mineralogische Zusammensetzung ähnelt jener der Granatglimmerschiefer, jedoch mit einem weitaus höheren Anteil an Granat (bis zu 15 Volumenprozent). Der Granat kommt außerdem nicht in einzelnen Porphyroblasten vor, wie in der Hauptgesteinsart, sondern in Mehrmillimeter großen, länglichen Agglomeraten aus Dutzenden von Granatkörnern oder in Granat-reichen Lagen mit einer Dicke von wenigen Millimetern bis zu 2-3 cm, wo der Granat mehr als 50% des Gesteinsvolumens stellt (Abb. 61). Mit Ausnahme der Granate entsprechen die Beziehungen zwischen Blastese und Verformung jenen in den Granatglimmerschiefern (OZM).

Die Granate sind präkinematisch zu S_2 entstanden und in Aggregaten innerhalb von Niveaus angeordnet, die zusammen mit der Schieferung Mikrofallen bilden. Die Schieferung entsteht durch Biotit, welcher teilweise von Hellglimmer, Quarz und serizitisiertem Plagioklas retrograd ersetzt wird. Die einzelnen Granate besitzen einen zonierten Wuchs mit einem einschlussreichen Kern (vorwiegend Qtz + Bt \pm Wm \pm Rt) und einem klaren Rand. Sämtliche untersuchte Granate zeigen dieselben Eigenschaften, sowohl jene der Aggregate, als auch die in der Quarz-Glimmer-Matrix eingebetteten. Vereinzelt sind Pseudomorphosen aus Hellglimmer nach millimetergroßen, syn- S_2 gewachsenen Staurolith-Porphyroblasten vorhanden.

2.4.4. - *Phyllitische Glimmerschiefer (OZL)*

Sie wurden nur in einem Band von einigen Zehnermetern Mächtigkeit im Südosten des Becherhauses (3196 m) und des Wilder Freigers (3418 m), nahe der



Abb. 61 - Glimmerschiefer mit Granat-reichen Lagen und Linsen gekennzeichnet durch eine Verfallung D_3 , SE-Hang des Schwarzseespitz (2988 m).

österreichischen Grenze im hinteren Ridnauntal kartiert. Im Aufschluss zeigen sie eine recht eintönige, silbergraue Färbung mit örtlichen, hellen, cm-dicken Lagen mit teils ausgeprägt seidigem Glanz. Das phyllitische Erscheinungsbild ergibt sich durch den hohen Anteil an serizitischem Hellglimmer. Die Gesteine sind feinkörnig und weisen ein ausgeprägtes geschiefert Gefüge mit häufiger Krenulation der Hauptschieferung S_2 im Zentimeterbereich auf. In den glimmerreichen Lagen ist die Hauptschieferung S_2 durch Biotit und Hellglimmer definiert, die mit Quarzlagen wechseln. Örtlich kann man eine vorherige Schieferung S_1 aus feinkörnigem Quarz, Hellglimmer und Chlorit erkennen. Granat ist nicht immer vorhanden und bildet maximal millimetergroße, synkinematisch zur Biotit-Schieferung gewachsene Porphyroblasten. In granatfreien Proben sind hingegen millimetergroße Plagioklas-Porphyroklasten enthalten.

2.4.5. - Phyllitische Graphitschiefer (OZH)

Dabei handelt es sich um bleigraue Glimmerschiefer, die in Lagen von mehreren Metern Mächtigkeit am Bergkamm im Süden des Kaindljochs, oberhalb von St. Martin am Schneeberg auftreten. Im Bergbauggebiet von St. Martin am Schneeberg bilden sie zudem sogenanntes „taubes Gestein“ der Sulfid-Vererzungen und treten in Lagen und Linsen im Meterbereich auf, die nicht kartiert wurden. Im nordöstlichen Blattbereich kommen phyllitische Glimmerschiefer in Meter bis Zehnermeter großen, linsenförmigen Körpern

auf der linken Seite des Ridnauntals, zwischen dem Äußeren Hocheck/*Monte Alto* (2867 m) und dem Wetterspitz/*Cima del Tempo* (2709 m) vor. Hier sind sie entlang der Straße zum Prischer Albl (Hofer Alm) gut erkennbar aufgeschlossen.

Das Gefüge ist geschiefert und feinkörnig bis sehr feinkörnig. Das phyllitische Erscheinungsbild entsteht durch serizitischen Hellglimmer und weit verbreitete Graphitplättchen im Submillimeterbereich. Die Mineralparagenese umfasst Quarz, Hellglimmer, Biotit, Plagioklas, Chlorit, Graphit, Ilmenit und Rutil. Als Nebengemengteile kommen Granat, Sulfide und Karbonate vor. In den Linsen im Ridnauntal wurde auch Staurolith beschrieben (FRIZZO, 1981).

2.4.6. - *Quarzite (OZQ)*

Quarzite kommen innerhalb der gebänderten Paragneise (OZP) in Form von Quarztlagen vor, deren Mächtigkeit und Erstreckung in der Regel so gering sind, dass sie nicht eigens ausgehalten wurden. Im Blattgebiet wurden die wichtigsten Lagen im Bereich von Gürtelscharte/*Forcella della Cintola*, Passeirer Timmelstal und seltener Pflerschtal und Ridnauntal kartiert. Einige dieser Bänder liegen am Kontakt zwischen der Ötztal-Decke und der Schneeberger Einheit.

Im Aufschluss ist die Farbe meist grau-weiß. Das Gefüge variiert von geschiefert bis massig, je nach Anteilen an Quarz und Glimmer. Das Gestein ist äquigranular und mittel- bis feinkörnig.

Die Mineralparagenese umfasst Quarz, Hellglimmer, Plagioklas, Rutil, Ilmenit, Apatit und Zirkon. In einigen Fällen ist auch Biotit vorhanden, wobei Hellglimmer aber stets überwiegt. Die Hauptschieferung wird durch die Einregelung von Hellglimmer, Quarz und Biotit (sofern vorhanden) definiert.

2.4.7. - *Gebänderte heterogene Gneise (OZE)*

Diese Gneise mit „migmatitischem“ Erscheinungsbild stellen zusammen mit den gebänderten Paragneisen (OZP) die Hauptlithologien im nordwestlichen Blattgebiet dar. Sie unterscheiden sich von den anderen Gneisen der Ötztal-Decke durch das ausgeprägt gebänderte Gefüge und nahezu immer vorhandenem Granat im Millimeter- bis Submillimeterbereich, der dem Gestein eine charakteristisch rosarote Farbe verleiht; daneben ist fast durchgehend Amphibol enthalten. Diese Gesteine sind meist mittelkörnig ausgebildet und bestehen aus Plagioklas, Quarz, Biotit, Hellglimmer, Granat \pm Chlorit \pm Epidot \pm Rutil \pm Amphibol.

Sie sind durch den graduellen Wechsel von Millimeter- bis Dezimeterdicken Bändern mit unterschiedlichem Feldspatanteil gekennzeichnet (Abb. 62). Quarz und Feldspat sind reichlich vorhanden, teils in Zentimeterdicken Lagen angeordnet, teils homogen im Gestein verteilt. Das wichtigste Gefügeelement im Aufschluss ist der mineralogische Lagenbau, während die Foliation nur in den glimmerreichen Lagen aufgrund der Einregelung von Biotit und Hellglimmer gut erkennbar ist.

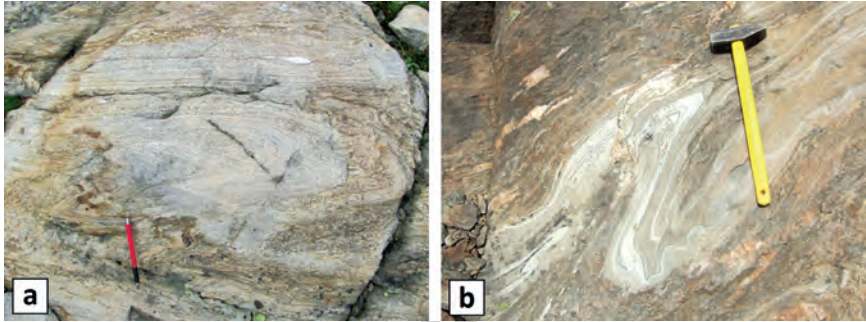


Abb. 62 - Migmatitisches Erscheinungsbild der Gneise im Aufschluss. a) Durch den mineralogischen Lagenbau sind Interferenzmuster zweier nahezu koaxialer Faltenstrukturen zu erkennen, Timmelsalm. b) Abseits der relikten Strukturen wird der Lagenbau der Gneise zusehends durch die regionale Schieferung verlagert. Teplitzerhütte, Rindnauntal.

Eine besondere Eigenschaft des Lithotyps ist das „migmatitische“ Erscheinungsbild mit einer Foliation durch Quarz, Plagioklas, Biotit und idiomorphe Granatkristalle von generell unter einem Millimeter. Die Granatkerner sind reich an Einschlüssen (Plagioklas, Biotit, Chlorit, Quarz), die Kornränder zeigen im Allgemeinen keine bzw. nur sporadische Karbonateinschlüsse. Als Nebengemengteile treten Apatit und Epidot mit allanitischen Rändern auf. In den Abschnitten mit migmatitischem Erscheinungsbild kommen vereinzelt karbonatische Linsen oder *Boudins* aus der Vergesellschaftung Kalzit + Diopsid + Epidot + Granat vor (Abb. 63a). Die karbonatischen Linsen zeigen rosafarbene, metasomatische Ränder, in denen die umgebenden Gneise neben dem erwähnten Mineralbestand auch noch feinkörnigen Amphibol aufweisen (Abb. 63d). In den Kontaktbereichen zu den karbonatischen Linsen wird der Amphibol teilweise durch charakteristisch rosafarbene Klinozoisit-Aggregate, Titanit und Tremolit ersetzt (Abb. 63c). Diese Mineralphasen ersetzen vollständig die Karbonatlinsen, die im Aufschluss nicht mehr auszumachen ist.

Westlich der Teplitzerhütte treten auch Biotit-führende Lagen auf, die Restiten ähneln und oftmals innerhalb von relikten Strukturen erhalten sind. Sie sind dank der Interferenzmuster von unterschiedlichen Faltenstrukturen hervorgehoben (siehe Kap. VI).

Der Mineralbestand dieser „Restite“ entspricht jenem der umgebenden Gneise, auch die kristallochemischen Eigenschaften sind analog. Biotit bildet bis zu mm-große Kristalle längs einer schwach ausgebildeten Schieferung und wird teilweise durch Hellglimmer und Chlorit ersetzt. Der Biotit wird begleitet von Quarz und reichlich syn- bis postkinematischem, idiomorphem Granat mit der typischen Zonierung aus einem Kern mit zahlreichen Einschlüssen und einem klaren Rand.

Gneise und Epidotlagen gehen manchmal mit Amphibol + Granat ±

Plagioklas-führenden Adern einher (Abb. 63b), welche den Lagenbau der Gneise durchschlagen, jedoch von der regionalen Schieferung verformt werden (siehe Kap. VI). Dies kann besonders gut entlang des Steiges zum Becherhaus etwa 1 km nach der Teplitzerhütte im hinteren Ridnaantal beobachtet werden, sowie ansatzweise auch westlich der Magdeburger Hütte/Rif. *Cremona alla Stua* im Pflerschtal, nördlich der Teplitzerhütte, südlich vom Roten Grat/*Cresta Rossa* und im Westen im Bereich der Wasserscheide des Botzer/*Il Capro* (3251 m), zwischen der Timmelsalm und dem hinteren Ridnaantal.

Insgesamt treten diese Gneise in einem breiten Streifen auf, der parallel zur regionalen Schieferung in Richtung NE-SW verläuft, ausgehend vom oberen Pflerschtal über das Gebiet des Hangenden Ferner/*Vedretta Pendente* im Ridnaantal bis zum Timmelsjoch. Die oben beschriebenen, mineralogischen und strukturellen Eigenschaften sind am breiten Berggrücken im Norden der Teplitzerhütte und im hinteren Bereich der Timmelsalm an den Rundhöckern südlich des Botzer gut auszumachen.

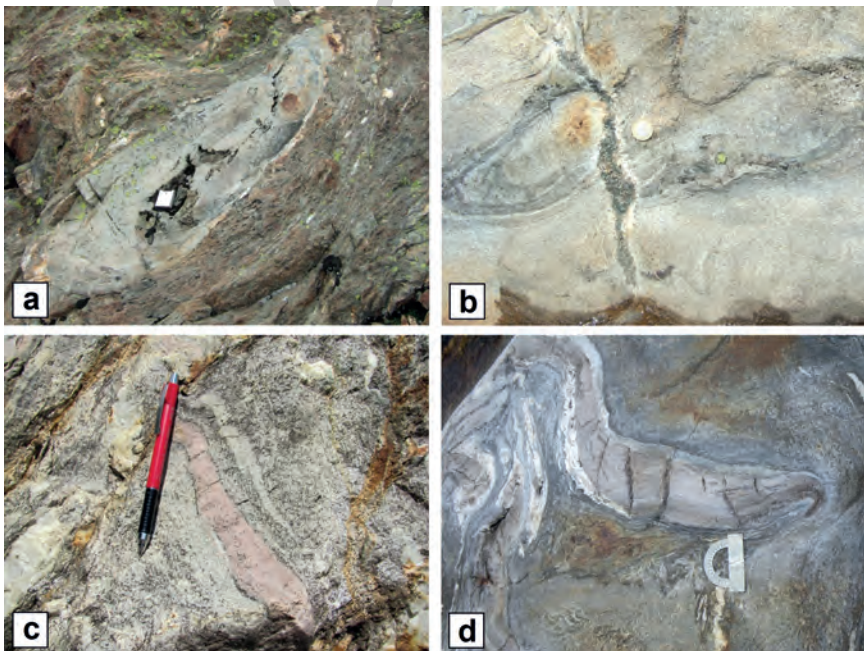


Abb. 63 - a) „Boudin“ von heterogenen Gneisen innerhalb der gebündelten Paragneise (OZP). In der Mitte des „Boudins“ erkennt man eine kleine Knolle mit Karbonaten. b) Falten der Deformationsphase D_2 werden von einer Granat- und Amphibol-führenden Ader durchschlagen, Teplitzerhütte. c) Charakteristisch rosarot gefärbte Linse, die zu mehr als 70% aus Klinozoisit von unter 1 mm Größe besteht, Forststraße zur Timmelsalm. d) Detail des vorherigen Fotos: winzige Amphibolkristalle wachsen an den Rändern der Granatlinse an.

2.4.7.1.-Gneise mit Pseudomorphosen nach Staurolith (OZE_a)

In den Abschnitten mit größter Mächtigkeit der gebänderten heterogenen Gneise (OZE) wurden in den Randbereichen und mitunter auch in den zentralen Bereichen Pseudomorphosen nach Staurolith beobachtet, ähnlich wie sie in den gebänderten Paragneisen (Lithofazies OZP_a) und in den Granatglimmerschiefern (Lithofazies OZM_a) vorkommen. Bereits im Aufschluss kann man in diesen Lagen Serizit-Aggregate erkennen, welche die ursprünglich auf den Schieferungsflächen gewachsenen Staurolith-Kristalle vollständig ersetzen.

2.4.8. - Muskovit-führende leukokrate Orthogneise (OZB)

Sie bilden helle Einschaltungen von wahrscheinlich intrusiver Herkunft innerhalb der gebänderten Paragneise (OZP).

Im Aufschluss sind diese Gesteine mittelkörnig ausgebildet und zeigen ein geschiefert Gefüge. Seltener weisen sie ein Augengefüge durch Kalifeldspat-Porphyrklasten von wenigen Millimetern bis zu 1-2 cm Größe auf.

Die Schieferung ist im Zentimeterbereich ausgebildet und wird durch die Einregelung von Quarz, Hellglimmer und untergeordnet Biotit (teilweise zu Chlorit umgewandelt) definiert. Etwaige, mehrere Millimeter große Porphyroklasten von Feldspat und Plagioklas sind mit ihrer Hauptachse längs der Schieferung eingeregelt. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Kalifeldspat, Biotit, Chlorit und nicht näher bestimmte opake Mineralien. Als Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon, Turmalin und selten Epidot vorhanden.

In biotitreichen Lagen treten prä-kinematische Granat-Porphyrblasten und feinkörnige Granataggregate auf der Schieferung auf.

Der größte Orthogneis-Körper ist im Nordosten des Kartenblattes, im Bereich von Wilder Freiger-Roter Grat/*Cima Libera-Cresta Rossa* (Abb. 64), aufgeschlossen und erstreckt sich Richtung SW über die Botzer Scharte/*Forcella del Capro* (2976 m) bis zur Timmelsalm/*Valle del Tumulo*.

Im Osten des Bechers/*Bicchiere* (3191 m) tritt ein kleiner Körper auf, der vom Zustieg zur Schutzhütte aus zu sehen ist. In diesem Gebiet sind noch weitere kleinere Körper von wenigen Metern Mächtigkeit auf der Nordseite des Ebenferners/*Vedretta Piana*, im äußeren Lazzacher Tal, im Tal des Staudenberg Baches/*Rio degli Arbusti* und auf der linken Seite des Ridnauntals im Bereich von Prischer Abl/*Malga Prischer* aufgeschlossen.

Im westlichen Blattbereich sind die leukokraten Orthogneise in die gebänderten Paragneise (OZP) der Timmelsalm eingeschaltet. Aufgrund ihres mittelsteilen (40-45°) Einfallens nach NW beißen sie verbreitet zwischen Oberkrumpwasser und der Karlscharte/*Forcella della Cintola* aus. Zehnermeter mächtige Bänder, die bereits aus der Ferne gut unterschieden werden können, sind außerdem im Passeirer Timmelstal/*Valle del Rombo* am Timmelsjoch

sowie auf der linken Seite des Seeber Tals/*Valle del Lago*, zwischen dem Banker Joch/*M. Panca* (2833 m) und der Äußeren Schwenzer Spitze/*Punta delle Quaire* (2994 m), vorhanden.

Aplitische Fazies sind lokal vorhanden, wobei der Quarz-Feldspat-Anteil im Vergleich zu den Glimmerschiefern deutlich überwiegt. Das Gefüge ist mittel- bis feinkörnig und gleichkörnig. Sie treten in Lagen zwischen 1 m und 5 m Mächtigkeit östlich und westlich des Becherhaus/*Rifugio G. Biasi al Bicchiere* (3196 m) im Ridnauntal, nahe der Staatsgrenze zu Österreich, auf.

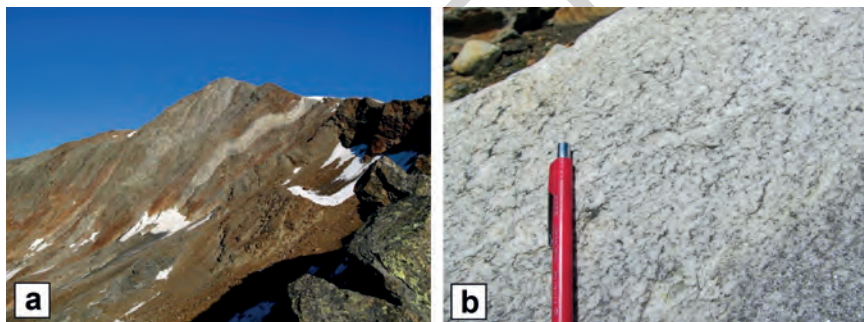


Abb. 64 - a) *Leukokrate Orthogneise am Wilden Freiger (3419 m) und am Roten Grat rechts davon.*
b) *Erscheinungsbild des Lithotyps im Aufschluss, Timmelsalm.*

2.4.9. - Amphibolite (OZA)

Die Amphibolite treten in Linsen und Boudins von mehreren Zehnermetern Länge auf und sind meist innerhalb der gebänderten Paragneise (OZP) und seltener innerhalb der gebänderten heterogenen Gneise (OZE) eingeschaltet. Eine Ausnahme bildet ein länglicher Körper an der Südostflanke des Bergrückens vom Königshof Spitz/*Monte Reale* (3132 m) in Richtung Großer Timmler Schwarzsee/*Lago Nero del Tumulo*.

Die Farbe dieser Gesteine reicht am frischen Bruch wie auch im Aufschluss von dunkelgrün bis graugrün. Sie sind mittelkörnig oder mittel- bis feinkörnig. Die Amphibolite zeigen im Allgemeinen einen hohen Amphibolanteil (und ein gebändertes Gefüge, das durch die Wechsellagerung von Amphibol-reichen und Quarz-Plagioklas-reichen Lagen entsteht. (Abb. 65). Im Allgemeinen liegt der Anteil von Amphibol bei über 60% Volumenanteil.

Die Mineralparagenese besteht aus Amphibol, Plagioklas, Biotit, Quarz, Epidot \pm Granat \pm Helleglimmer \pm Karbonate. Als Nebengemengteile kommen Titanoxide (Rutil/Ilmenit), Apatit, Titanit und sehr selten Zirkon vor.

In den amphibolreichen Lagen bildet der Amphibol zusammen mit Plagioklas eine Foliation aus. Auf dieser Schieferung wachsen statisch und postkinematisch

mm-großer Biotit sowie Granat im Submillimeterbereich. Diese Niveaus zeigen mitunter eine grobkörnigere Schieferung, die durch eine feinkörnigere Foliation durchschlagen wird. Diese beiden Schieferungen zeigen dieselbe Mineralparagenese aus Amphibol, Plagioklas, Epidot und Quarz. Auch diese Portionen sind durch einen statischen Wuchs von Biotit gekennzeichnet.

Die gebänderten Amphibolite bilden einen ausgedehnten, NE-SW gerichteten Körper mit bis zu 500 m Mächtigkeit. Dieser Körper reicht vom Königshof Spitz (3132 m) über den Grat zwischen Timmelsalm und Übeltalferner bis zum Großen Timmler Schwarzsee. Ein weiterer großer Amphibolitkörper (etwa 200 x 400 m) liegt am Kamm im Westen des Schönnerkofels, knapp oberhalb des Zusammenflusses von Timmelsbach/*Rio del Tumulo* und Passer. Erwähnenswert ist auch die rund 100 m mächtige Lage im Bereich zwischen Sonklarscharte/*Forcella di Malavalle* und Schwarzwandspitz/*Croda Nera di Malavalle* (3354 m).

Vereinzelte meterdicke Niveaus und *Boudins* treten schließlich im Passeirer Timmelstal und im Ridnauntal auf, wo sie eine erhebliche laterale Erstreckung aufweisen, oftmals in der Nähe zu den Muskovit-führenden leukokraten Orthogneisen (OZT).

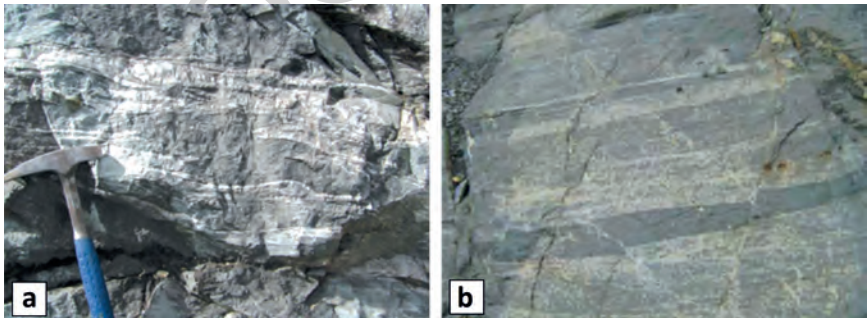


Abb. 65 - Erscheinungsbild der gebänderten Amphibolite im Aufschluss. a) Königshof Spitz (3132 m), Timmelsalm. b) Amphibolitlage in den feinkörnigen Biotitparagneisen (OZP_a) an der Basis des Sonklarspitz (3471 m).

2.4.9.1. - Granat-führende Amphibolite (OZ_A)

Die Granat-führenden Amphibolite präsentieren sich sowohl im Aufschluss, als auch am frischen Bruch mit einer dunkelgrünen Farbe. Mesoskopisch können Amphibol, Plagioklas ± Granat ± Quarz ausgemacht werden. Sie sind mittelkörnig mit prismatisch gelängtem, idiomorphem Amphibol. Plagioklas tritt in millimeterdicken Lagen und relativ homogen im Gestein verteilt auf. In den Abschnitten mit reichlich Plagioklas gehen die Amphibolite örtlich in Amphibol-führende Gneise über (im Osten von Hütterbichl, entlang der Straße zur Aglsalm/*Malga dell'Accla* im hinteren Ridnauntal).

Selten sind bis zu 1-2 cm große Porphyroblasten von Granat vorhanden. Die Mineralparagenese umfasst Amphibol, Plagioklas, Granat, Biotit, Epidot, Chlorit \pm Titanit \pm Rutil (Ilmenit). Als Nebengemengteile kommen bisweilen Apatit und Zirkon vor. In den Lagen mit der höchsten Amphibolkonzentration ist eine Schieferung zusammen mit Plagioklas und Epidot ausgebildet. Hier sind auch zwei Generationen von Granat zu erkennen, eine mit grober Körnung und hypidiomorphen Kristallen, präkinematisch zu S_2 gewachsen, eine zweite mit zonierten idiomorphen Kristallen mit zahlreichen Einschlüssen von Quarz und Biotit im Kern, die syn- bis postkinematisch zur Hauptschieferung S_2 entstanden. Biotit wächst statisch in millimetergroßen Kristallen auf der Amphibol-Schieferung.

Die Granat-führenden Amphibolite treten am östlichen Hang der Äußeren Schwenzer Spitze/*Punta delle Quaire* (Seeber Tal/*Valle del Lago*) und verbreitet zwischen dem Passeirer Timmelstal und dem Scheiblenkogel/*Dosso del Bersaglio* (3064 m) im Bereich der Timmelsalm auf. In diesem Gebiet bilden sie Zehnermeter mächtige Bänder, die konkordant zur regionalen Schieferung eingelagert sind und über eine Länge von über einem Kilometer verfolgt werden können.

2.4.9.2. - Amphibol-führende Gneise und Glimmerschiefer (OZA_b)

Es handelt sich um Amphibol-führende Glimmerschiefer, die lokal in Amphibol-führende Gneise oder Amphibolite übergehen. Eine besondere Eigenschaft dieses Lithotyps ist das Vorkommen großer Amphibolkristalle (bis zu 5 cm) in länglichen Prismen, die statisch gewachsene Garben auf der Hauptschieferung ausbilden (Abb. 66). Diese Amphibolgarben sind teils auf bestimmte Bänder beschränkt, teils homogen im Gestein verteilt. Nahezu

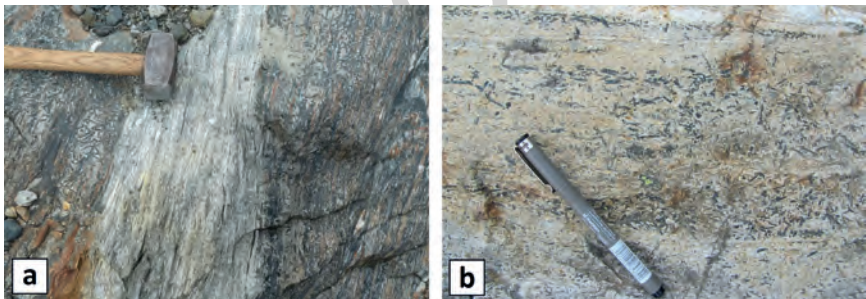


Abb. 66 - a) Erscheinungsbild im Aufschluss der Amphibol-führenden Gneise und Glimmerschiefer innerhalb der Amphibolitlagen (OZA) am Fuße des Rückens vom Becherhaus b) sowie am Bergrücken einige hundert Meter nordöstlich der Magdeburger Hütte (2423 m), im Pflerschtal.

durchwegs ist auch Granat in violetten Porphyroblasten bis zu 1-2 cm Größe zu erkennen.

Feinkörnigere Abschnitte kennzeichnen sich durch einen höheren Anteil an Amphibol, welcher durch eine präferentielle Ausrichtung eine Foliation definiert. Örtlich ist ein statischer Wuchs von Biotit auf der Foliation zu beobachten.

Diese Gesteine wurden ausschließlich im hinteren Ridnauntal kartiert, und zwar im S und SE des Becherhauses/*Rifugio G. Biasi al Bicchiere*, in der Nähe der Magdeburger Hütte/*Rifugio Cremona alla Stua* im Pflerschtal sowie am Südrand des Pflerscher Metagabbro (OZG). Sie treten in meterdicken Lagen von geringer lateraler Erstreckung auf und liegen in der Regel innerhalb der gebänderten heterogenen Gneise (OZE) bzw. am Übergang zu den gebänderten Paragneisen (OZP).

2.4.10. - Amphibolite mit magmatischen Relikten (OZJ)

In dieser lithologischen Einheit wurden alle Amphibolite zusammengefasst, die im Aufschluss noch Relikte des ursprünglichen magmatischen Gefüges aufweisen.

Amphibolite und Amphibolgneise von hellgrüner Farbe treten in Meter mächtigen Lagen innerhalb der gebänderten heterogenen Gneise (OZE) im Bereich der Timmelsalm, an der SW-Flanke des Botzer/*Il Capro* (3251 m) und an den Rundhöckern in den tieferen Hanglagen auf. Basische Einschlüsse in den feldspatreichen Partien (Abb. 67a) deuten auf einen wahrscheinlich intrusiven Ursprung hin. Das Gefüge ist geschiefert, mit einer ausgeprägten Schieferung (S_2) im cm-Bereich, die durch eine Einregelung von Amphibol und Biotit gekennzeichnet ist. Örtlich und insbesondere am Kontakt zu den umgebenden Gneisen sind auf den Schieferungsflächen S_2 Lineare aus Amphibolen, teilweise durch Biotit ersetzt, zu erkennen (Abb. 67b).

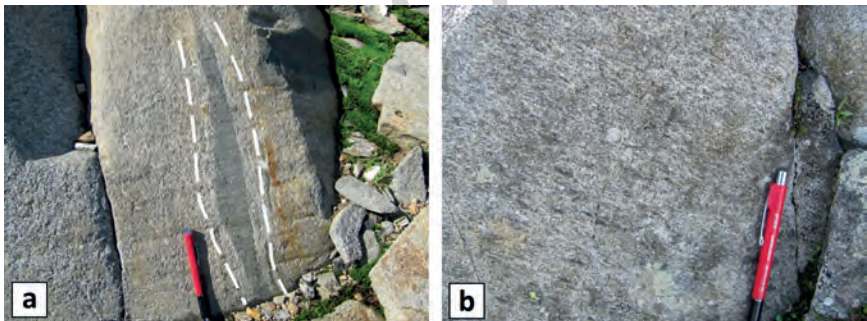


Abb. 67 - a) Deformierter basischer „Einschluss“ parallel zur Schieferung S_2 (weiße Linien) ausgerichtet. b) Biotit- und Amphibol-Lineation. Timmelsalm.

Südlich vom Becherhaus/*Rifugio Biasi al Bicchiere* (3196 m) ist ein gering deformierter Körper von wahrscheinlich intrusiver Herkunft auf einer Länge von knapp 1 km und mit rund 200 m Mächtigkeit durchgehend aufgeschlossen. Im Inneren erkennt man mehrere hellere Partien mit einem dominierenden Anteil an Quarz und Feldspat und untergeordnet Amphibol und Biotit sowie mafischen Einschlüssen im cm- bis dm-Bereich. In den Randbereichen des Körpers, insbesondere am Beginn des Steiges zur Müllerhütte/*Rif. Cima Libera*, im Bereich des Gletschers und im oberen Teil des Gletscherkars südöstlich der Hütte, kommen charakteristische Lagen von grobkörnigen, gebänderten Amphiboliten vor, die einen Amphibolanteil zwischen 50% und 80% aufweisen.

Die Mineralparagenese umfasst vorwiegend millimetergroßen Amphibol und Biotit, die entlang der Schieferung eingeregelt sind. Die Biotit-Amphibol-reichen Lagen wechseln mit Quarz-Plagioklas-reichen Lagen. Daneben treten auch mikrokristalline, idiomorphe Epidote auf, die relativ gleichmäßig im Gestein verteilt sind, sowie Chlorit, Hellglimmer, Titanit und seltene Granatkristalle von unter 1 mm Größe, jedoch mit reichlich Mikroeingeschlüssen. Der Biotit regelt sich manchmal schräg zur Hauptschieferung ein und zeigt Einschlüsse von Epidot, Chlorit, Muskovit, Titanit und Quarz.

2.4.11. - *Pflerscher Metagabbro (OZG)*

Der Pflerscher Metagabbrokörper, der zum Teil dem „Pflerscher Gabbro“ (SANDER 1920a) entspricht, stellt einen metaintrusiven Komplex dar, der im Wesentlichen aus zwei bestimmenden Lithofazies besteht, zum einen gebänderte Amphibolite mit oder ohne Granat, zum anderen Biotitorthogneise.

Die erste Lithofazies umfasst verschiedene Gesteinstypen. Im Allgemeinen sind gebänderte Amphibolite (Abb. 68) und Amphibolgneise von graugrüner bis dunkelgrüner Farbe zu erkennen. Diese Lithologien finden sich ausschließlich im Pflerschtal, in der Nähe zur Tribulaunhütte/*Rif. Calciati al Tribulaun*. Zuweilen sind sie geschiefert oder stark mylonitisiert, besonders am Kontakt zu den gebänderten Paragneisen (OZP). Die gebänderten Amphibolite sind gekennzeichnet durch helle, dünne Feldspatniveaus im Wechsel mit dunklen, Amphibol- und Granat-reichen Lagen.

Die Amphibolgneise zeigen ein ausgeprägt gneisisches Gefüge und weisen einen höheren Feldspatanteil als die vorher beschriebenen Amphibolite auf. In den Gneisen wird die Schieferung durch die Einregelung von Biotit, oftmals durch Chlorit ersetzt, sowie mittelkörnigem, hypidiomorphem Amphibol unterstrichen. Im Dünnschliff ist das Vorhandensein von Quarz, Epidot, Titanit, Zirkon und seltenem Apatit zu erkennen. In mehreren Proben sind auch mm-große Granat-Porphyroblasten enthalten.

Das Intrusionsalter war bisher nicht untersucht worden, einzig eine Platznahme vor der variszischen Metamorphose des Ötztal-Stubai-Kristallins

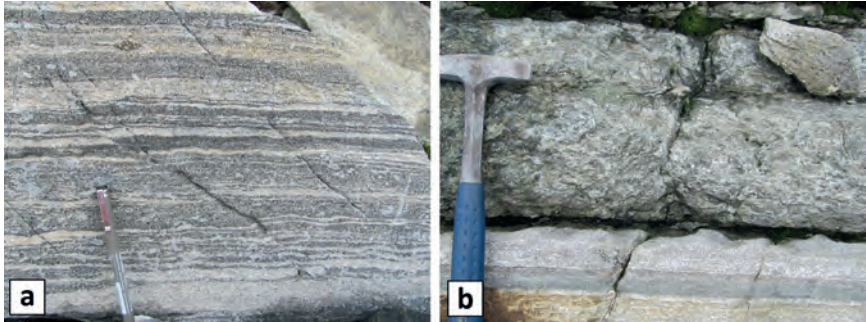


Abb. 68 - a) Gebänderte Amphibolite aus einem Aufschluss an der Basis der NE-Wand der Vastelgruben in der Nähe zum Sandessee. b) Mittelkörnige Lage innerhalb der gebänderten Amphibolite auf 2790 m am Joch zwischen Vastelgruben und Hoher Zahn (2924 m).

(SANDER, 1926) war gesichert. Im Rahmen dieses Projekts durchgeführte U/Pb-Datierungen an Zirkon ergaben ein ordovizisches Alter (470-485 Ma, siehe Kap. VI).

Die Metabasite des Intrusionskomplexes des „Pflerscher Gabbro“ sind in einem Gebiet von rund 1,5 km² im SW des Sandesees/*Lago Sanes* aufgeschlossen und stehen im Süden, Westen und NW in Kontakt mit den gebänderten Paragneisen (OZP), während sie im Osten an die Biotitorthogneise (OZG_a) grenzen, welche ebenfalls Teil des ursprünglichen Intrusionskörpers von Pflersch sind.

2.4.11.1. - Biotitorthogneise (OZG_a)

Die Orthogneise zeigen ein typisch gneisisches, orientiertes Gefüge, seltener ein Augengefüge. Die Foliation wird definiert durch die Einregelung von Biotit (Abb. 69), bisweilen pseudomorph nach Amphibolkristallen gewachsen. Die Mineralparagenese umfasst Plagioklas, Biotit, Amphibol und untergeordnet Quarz, Kalifeldspat, Epidot, Apatit und Zirkon. Nur am Kontakt zu den mafischen Partien des Komplexes ist auch Granat in Porphyroblasten von wenigen Millimetern Größe vorhanden.

Die Orthogneise sind in einem schmalen, NW-SE-gerichteten Band am Ostrand des mafischen Körpers (OZG) aufgeschlossen, die Grenze verläuft im Bereich des Sandesees.

Die im Rahmen des CARG-Projekts durchgeführten U/Pb-Datierungen an Zirkonen in den Orthogneisen ergaben ein magmatisches Alter von ca. 470 Ma (siehe Kapitel VI). Diese Daten stimmen mit dem magmatischen Ereignis im mittleren Ordovizium überein, dessen Produkte in verschiedenen Einheiten im Ostalpin und im Südalpin vorkommen.

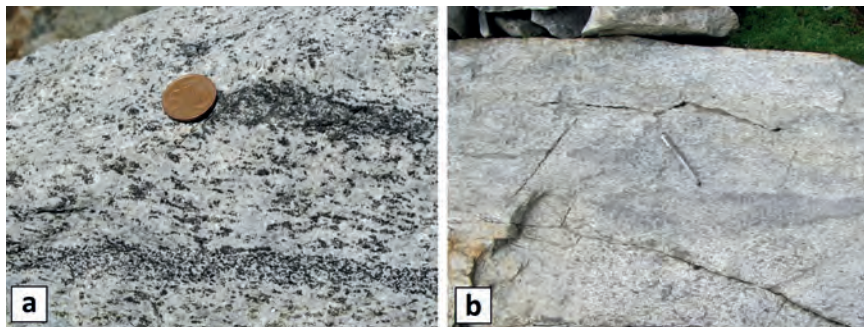


Abb. 69 - a) Geschieferte Biotitorthogneise mit zentimetergroßen Biotitaggregaten, Rundhöcker im SE des Sandessees bei der Tribulaunhütte. b) Amphibol-Biotit-Aggregate aus wahrscheinlich ursprünglich mafischen Einschlüssen, auf ca. 2600 m im NW des Sandessees am Kontakt zu den Amphiboliten.

2.4.12. - Metadiorite und Amphibolite vom Becherhaus (OZU)

Die Metadiorite bilden einen homogenen Körper am Rücken des Becherhauses. Das Gefüge reicht von gneisich bis massig (Abb. 70). Es sind magmatische Relikte zu erkennen, wie z.B. mafische Einschlüsse, teils kantig ausgebildet. Die Körnung ist mittel bis grob. Makroskopisch sind Amphibol, Plagioklas, Quarz \pm Granat auszumachen.

Die Kontakte zwischen den mafischen Körpern und den umgebenden gebänderten Paragneisen (OZP) verlaufen immer parallel zur Hauptschieferung, dementsprechend können deren Beziehungen nicht bestimmt werden. Anhand der Zusammensetzung, des Gefüges und der Variabilität innerhalb der Einheit sowie insbesondere aufgrund der magmatischen Relikte (mafische Einschlüsse in Abb. 70c) sind jedoch intrusive Protolithe anzunehmen, die möglicherweise mit dem Pflerscher Metagabbro (OZG) korreliert werden können.

2.4.12.1. - Gebänderte und massige Amphibolite (OZU_a)

Sie treten in Lagen und Linsen am Rand des mafischen Hauptkörpers auf, der fast vollständig den Bergrücken des Becherhauses (3191 m) aufbaut. Vorwiegend kommen sie in den Kontaktbereichen zwischen den Metadioriten und Amphiboliten vom Becherhaus (OZU) und den gebänderten Paragneisen (OZP) vor.

Im Vergleich zu den verbreitet aufgeschlossenen Amphiboliten ist diese Varietät durch häufige Lagen von massigen, grobkörnigen Hornblenditen (Abb. 70a) bis zu 70-80 cm Mächtigkeit gekennzeichnet. Die Hornblendit-Niveaus bilden eine charakteristische Bänderung mit helleren, Plagioklas-reichen Partien.

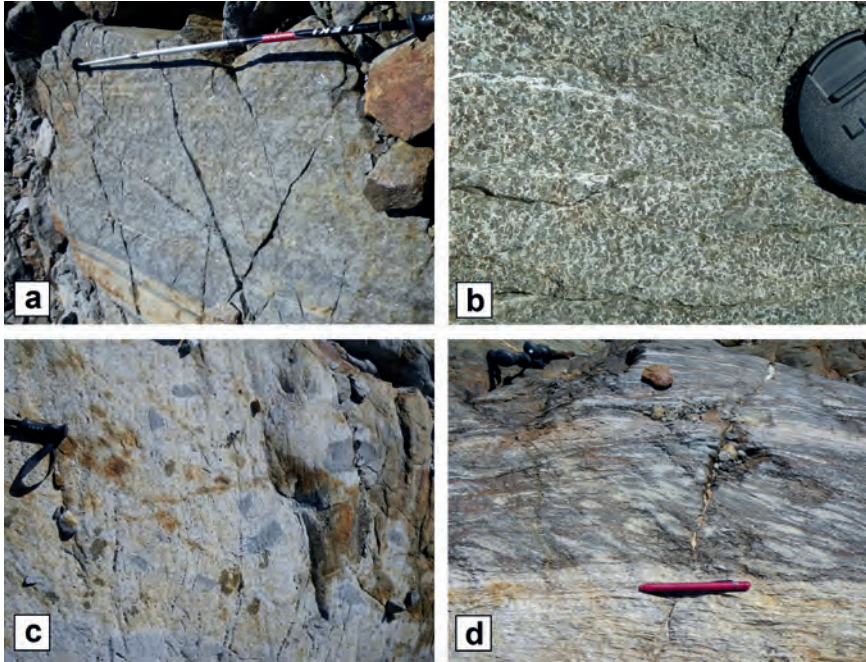


Abb. 70 - a) Grobkörniger, massiger Hornblendit auf rund 2920 m an der Basis des Rückens im SSW vom Becherhaus (3191 m). b) Massige Metadiorite vom Becherhaus im Aufschluss auf ca. 3010 m am oben erwähnten Bergrücken. c) Eigentümliche Lithofazies innerhalb der Amphibolite vom Becherhaus mit vermutlich magmatisch entstandenen, mafischen Einschlüssen. d) Scherzone in den gebänderten Amphiboliten.

2.4.13. - Lagen und Linsen mit Sulfid-Vererzungen (OZZ)

Diese Lagen stellen das Nebengestein der Vererzungen dar und deuten somit auf eine unmittelbare Nähe der Erzgänge hin. Sie sind als „Gangfazies“ (FRIZZO, 1976) bekannt und werden als dunkelgraue bis bleigraue Schiefer bezeichnet, die sich durch Biotit-Porphroblasten in Verbindung mit Granat, Amphibol u./o. Karbonaten auszeichnen. Häufig ist das Gefüge der Lagen und Linsen durch statische Rekristallisation gekennzeichnet, wobei die Amphibole in Form von radialen Aggregaten auf der S_2 -Schieferung auftreten. Sie werden als eigenständige Formation ausgehalten, da die ursprüngliche Mineralisierung eine Deformation und Metamorphose erfuhr und der Protolith nicht mehr ausgemacht werden kann.

Innerhalb dieses Lithotyps wurden neben den Hauptmineralien (Quarz, Plagioklas, Granat, Biotit, Tremolit-Anthophyllit, Siderit, Ankerit) noch Sphalerit (Zinkblende), Galenit (Bleiglanz), Pyrit und Kalkopyrit festgestellt,

sowie weitere Nebengemengteile, die in signifikanten Mengen in den eigentlichen Erzgängen vorkommen (siehe Kap. VI zur Metallogenese der Schneeberger Erzlagerstätte).

Im Blattbereich ist diese Gesteinsart im Gletscherkar von St. Martin am Schneeberg aufgeschlossen. Hier lag auch das Herz der Bergbautätigkeit. Im Detail wurden die mächtigsten und längsten Lagen mit Sulfid-Verzungen am südlichen Hang des Himmelreichs kartiert, eingelagert in die Glimmerschiefer (OZM) und gebänderten Paragneise (OZP) der Ötztal-Decke im Nahbereich zum Kontakt mit der Schneeberger Einheit. Vergleichbare Lagen kommen auch verbreitet in den herausragenden Felsspornen im Bereich der Abraumhalden von St. Martin am Schneeberg auf ca. 2450 m vor.

METAMORPHE PERMO-MESOZOISCHE SEDIMENTABFOLGE MIT ALPIDISCHER METAMORPHOSE

In dieser Abfolge werden die permischen bis triassischen Gesteine zusammengefasst, die während der alpidischen Orogenese metamorphosiert wurden und die metasedimentäre Bedeckung der Ötztal-Decke bilden.

Diese Gesteine wurden durch Deformation und Metamorphose stark beansprucht. Anhand von Fossilresten und mehr oder weniger gut erhaltenen, ursprünglichen Beziehungen zwischen den lithostratigraphischen Einheiten, kann eine Korrelation mit den ostalpinen Sedimentbedeckungen in anderen Gebieten der Ostalpen erfolgen.

Im kartierten Blattbereich tritt diese Sedimentabfolge in kleinen Sedimentresten zwischen Gürtelspitz/*Croda della Cintola* (2858 m), St. Martin am Schneeberg/*S. Martino in Monteneve* und dem Egetjoch/*Passo dell'Erpice*, zwischen dem gleichnamigen Tal und dem Lazzacher Tal/*Val Lazzago*, auf. Die am besten konservierte Sedimentabfolge ist in der nordöstlichen Blattecke, am nordwestlichen Ausläufer des Tribulaun (3097 m), aufgeschlossen.

Die ursprünglichen stratigraphischen Kontakte sind im Blattgebiet nirgends erhalten geblieben, weder zwischen den unterschiedlichen Lithologien der Einheit, noch zum darunter liegenden polymetamorphen Grundgebirge. Allerdings sind stets Scherzonen von 2 bis 20 m Mächtigkeit vorhanden.

In stratigraphischer Reihenfolge der Ausgangsgesteine umfasst diese Einheit von unten nach oben folgende Gesteinsarten: Granat-führende Paragneise und Quarzite (OZC) in direktem Kontakt zum darunter liegenden, polymetamorphen Grundgebirge, Quarzite, Quarzitschiefer und Kalkschiefer (OZV) mit einer maximalen Mächtigkeit von 10-20 m, massige Kalk- und Dolomitmarmore (OZW) und schließlich massige Dolomitmarmore (OZD) mit einer Lage von Graphit-führenden Serizitschiefern an der Basis (Raibl *Auct.*) (VON HAUER, 1855).

2.4.14. - Granat-führende Paragneise und Quarzite (OZC)

An der Basis der Abfolge befindet sich eine unregelmäßig vorhandene Lage von Quarziten und quarzreichen Gneisen, die sowohl im vorliegenden Kartenblatt, als auch weiter Richtung E und NE (Brennerpass) aufgeschlossen sind. Dieses Niveau wurde von verschiedenen Autoren (FRITZ, 1967, 1970; GREGNANIN & VALLE, 1995) als „Basalkonglomerat“ (auch Konglomerat des Pflerschals) interpretiert. Im Aufschluss zeigt dieser Lithotyp eine graue bis grünliche Farbe und ein ausgeprägt gneisisches Gefüge. Typisch ist das Vorkommen von Knollen und Linsen aus Quarz, Granatiten und seltener Quarz-Feldspat-führenden, gneisischen Partien mit granitoidem Erscheinungsbild (Abb. 71). Diese Knollen werden als relikte Gerölle eines alten Konglomerats interpretiert.

Die charakteristische Wechsellagerung von Niveaus mit Quarzknollen und feinkörnigeren Lagen zeichnet eine ursprüngliche Schichtung S_0 nach und bildet zusammen mit dem Vorkommen der „Klasten“ die Grundlage, das Gestein als Metakonglomerat anzusprechen. Demnach steht im Ursprung ein grobkörniges, terrigenes Sedimentgestein (Abb. 72).



Abb. 71 - Relikte S_0 in den Metakonglomeraten. Der Wechsel von Lagen mit und ohne Quarzknollen entspricht zumindest teilweise einer ursprünglichen Schichtung. Die metamorphe Schieferung S_1 wird durch $Wm I + Bt I$ definiert und schneidet S_0 mit steilem Winkel. Egetjoch.

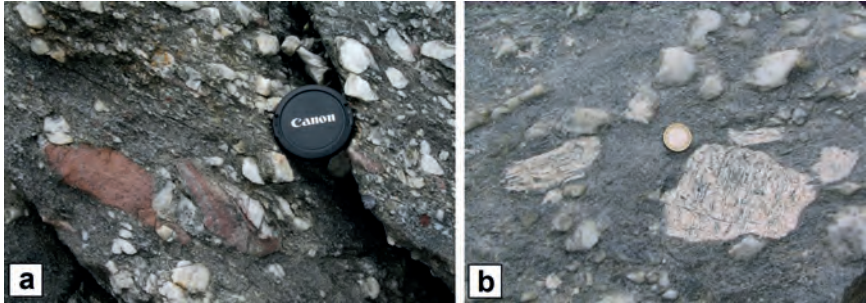


Abb. 72 - a) Quarzknollen und Granatit-Klasten in den Metakonglomeraten (SE-Hang des Schwarzseespitz). b) Lithische Klasten aus Quarz-Feldspat-führenden granitoiden Gneisen (Kleiner Schwarzsee, St. Martin am Schneeberg).

Das Gefüge reicht von gneisich bis hin zu mylonitisch, wobei die Schieferung (S_1) durch die Einregelung von Hellglimmer und Biotit (Wm I + Bt II) definiert wird. Im Dünnschliff kann häufig das Vorhandensein von relikten Biotit-Porphyroblasten (Bt I) präkinematisch zu S_1 beobachtet werden. Granat ist in hypidiomorphen Porphyroblasten von unter 1 mm bis zu 1-2 mm Größe vorhanden und wächst synkinematisch zur Schieferung S_1 .

Die vollständige Mineralparagenese umfasst Quarz, Biotit, Hellglimmer, Plagioklas, Granat, Chlorit, Ilmenit, Apatit. Als Nebengemengteile treten Epidot, Pyrit und Turmalin auf.

Am Kontakt zum polymetamorphen Grundgebirge der Otztal-Decke ist das Gefüge häufig mylonitisch (Schwarzseescharte/*Forcella del Lago Nero*, Egetjoch/*Passo dell'Erpice*). In einigen Aufschlüssen ist eine graduelle Zunahme der Verformung an den Klastenrelikten zu erkennen. Sie werden zunächst auf eine Korngröße von unter 1 cm reduziert bis sie schließlich im Bereich von Myloniten gänzlich verschwinden (am Bergkamm im SW der Moarer Weißen/*Rocce Bianche del Massaro*, 2792 m). Die Mylonite sind durch gut erkennbare Minerallineare von Bt II gekennzeichnet. In diesen Lagen finden sich keine Relikte von Bt I mehr. Zuweilen ist eine Einregelung von gelängten Quarzknollen zu beobachten.

Die Quarz-führenden Gneise und Schiefer erreichen eine maximale Mächtigkeit von etwa 10-20 m, zumindest teilweise durch tektonische Überlagerung bedingt. Sie treten in der Nähe des Kleinen Schwarzsees/*Lago Nero* (St. Martin am Schneeberg), entlang des Weges vom See zur Schwarzseescharte, am Grat von der Scharte zum Schwarzseespitz/*C. del Lago Nero* sowie in dessen Gipfelbereich auf. Sie bilden hier die Basis der Kalk- und Dolomitmarmore (OZD) bzw. der Quarzite, Quarzitschiefer und Kalkschiefer (OZV). Weiter östlich sind sie am Wandfuß der Moarer Weißen (Abb. 73) und an den Felspornen am Egetjoch aufgeschlossen.

Perm?



Abb. 73 - Lithostratigraphische Abfolge bei den Moarer Weißen, Egetjoch. OZC: Granat-führende Paragneise und Quarzite (Metakonglomerat). OZV: Quarzite, Quarzitschiefer und Kalkschiefer (Virgloria-Fm.). OZW: Kalk- und Dolomitmarmore (Wettersteindolomit).

2.4.15. - Quarzite, Quarzitschiefer und Kalkschiefer (OZV)

Zwischen den Kalk- und Dolomitmarmoren (OZD) und den Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (OZC) sind häufig bis zu 2-3 m mächtige Bänder eingeschaltet, die ihrerseits aus Zentimeterdicken Wechsellagen von Quarzitschiefern und Kalkschiefern bestehen. Das Gefüge reicht von geschiefert bis mylonitisch mit einer Schieferung infolge der Einregelung von Hellglimmer und Chlorit.

Der Mineralbestand dieses Lithotyps umfasst Kalzit, Quarz, Plagioklas, Muskovit, Phlogopit, Chlorit sowie verschiedene opake Mineralien. Sie treten an der Basis der westlichen Wand sowie in meterdicken Lagen am Fuß der südlichen und östlichen Wand der Moarer Weißen/*Cime Bianche di Montenevoso* (2792 m) und am Grat der Schneeberger Weißen/*Cime Bianche di Montenevoso* (2903 m) auf. Im WNW des Kleinen Schwarzsees wird das mylonitische Gefüge durch nachfolgende, spröde Verformungen teilweise ausgelöscht. In den stark verformten Bereichen und insbesondere in den quarzreichen Niveaus ist eine deutliche Griffelschieferung (*pencil cleavage*) zu erkennen (Abb. 74). Dieser Gesteinstyp entspricht den von GREGNANIN & VALLE (1995) beschriebenen anisischen Schiefern (*Scisti Anisici*) an der Südwand des Schwarzseespitz, und der Protolith wurde von uns in der Virgloria-Formation identifiziert (PRAGER, 2003; CESARE *et alii*, 2020).

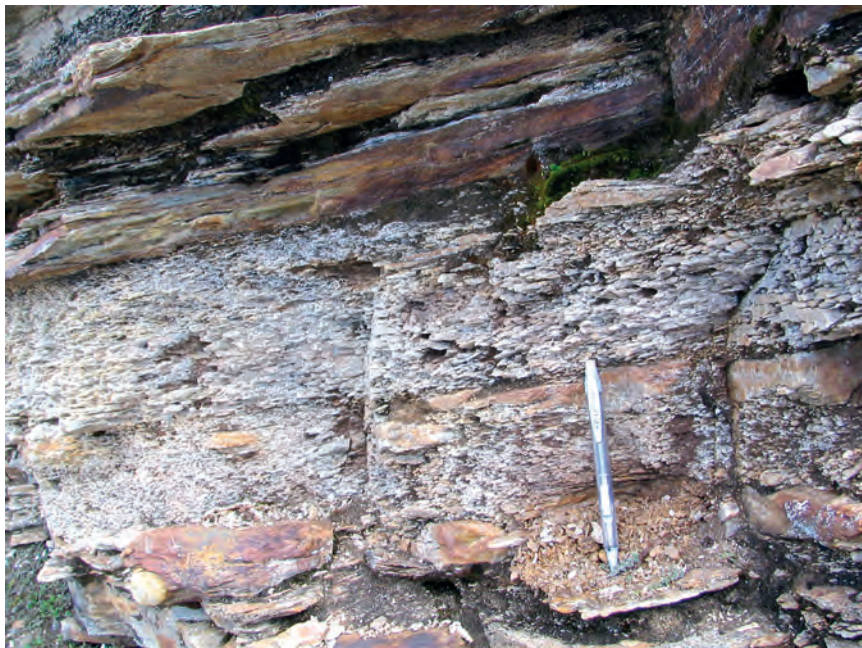


Abb. 74 - Griffelschieferung in den Kalkschiefern mit Quarzlagen. Moarer Weiße. Ähnliche Lithotypen sind auch am Fuß der Tribulaunwände im Bereich der Tribulaunhütte vorhanden.

Im Bereich des Tribulaun, östlich des Sandesjöchls/Forcella di Flères und nördlich der Tribulaunhütte/Rif. *Calciati al Tribulaun*, liegt an der Basis dieser Einheit eine 20-30 m mächtige Lage aus meist massigen, hellgrauen Quarziten. Einzig im Bereich einer spröde-duktilen Scherzone zeigen die Quarzite eine mylonitische Foliation, die in der Folge von spröden Strukturen deformiert wurde. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Hellglimmer, Chlorit, selten Plagioklas sowie untergeordnet verschiedene Mineralphasen wie Pyrit, Apatit und opake Mineralien. Der Protolith dieser Quarzite könnte terrigenen triassischen Sedimenten entsprechen, etwa dem Alpenen Buntsandstein oder den Werfener Schichten (CESARE *et alii*, 2020). In älteren Kartenwerken wurde dieses Niveau in der Regel dem „Konglomerat des Pflerschals“ einverleibt.

Anisium

2.4.16. - Kalk- und Dolomitmarmore (OZW)

Es handelt sich um meist massige Dolomitmarmore. Nur lokal, insbesondere am Übergang zu anderen Lithologien, ist eine undeutliche Foliation durch

die Einregelung der seltenen Hellglimmer ausgebildet. Die Farbe reicht von hellgrau bis weiß mit rosaroten Schattierungen. Das Ausgangsgestein ist der Wettersteindolomit (MONTRASIO *et alii*, 2012).

Das Gestein besteht fast vollständig aus Dolomit, untergeordnet treten Kalzit, Tremolit, Quarz, Hellglimmer, Chlorit, Sulfide und opake Mineralien auf. In einigen Aufschlüssen (Wanderweg zur Schwarzseescharte, St. Martin am Schneeberg) sind stark rekristallisierte Krinoidenreste zu beobachten. Im Pflertschtal ist an der Basis fast immer eine 1-2 m dicke Lage aus foliierten, Silikat-führenden Kalkmarmoren zu erkennen.

Die Dolomitmarmore treten an den Wänden rings um das Kar von St. Martin am Schneeberg auf. Sie bauen insbesondere einen guten Teil der Schneeberger Weißen (2903 m) und der Moarer Weißen (2792 m, Abb. 75) auf. Sie sind auch im Süden des Gürtelspitz/*Croda della Cintola* (2858 m) aufgeschlossen, wo eine Dolomitmarmorlage tektonisch zwischen Schneeberger Einheit im Liegenden und dem polymetamorphen Grundgebirge der Ötztal-Decke im Hangenden eingeschaltet ist. Die maximale Mächtigkeit liegt zwischen 350 und 400 m.

Ladinium - Karnium?



Abb. 75 - Kalk- und Dolomitmarmore (OZW) am Gipfel des Schwarzseespitz (2988 m) und im Bereich der Moarer Weißen (2792 m).

2.4.17. - Dolomitmarmore (OZD)

Es handelt sich um aschgraue, seltener weißliche Dolomitmarmore, die eine ausgeprägte Homogenität über ihre gesamte Mächtigkeit (geschätzt: 400 m im Bereich des Pflerscher Tribulauns/*Tribulaun di Flères* (3097 m) im Pflerschtal, knapp außerhalb des Kartenblattes) aufweisen. Das Gestein ist geschiefert bis massig und zeigt manchmal ein zuckerkörniges Gefüge. An der SW-Wand des Pflerscher Tribulaun sind am Normalweg zum Gipfel zonierte Abschnitte erkennbar, die sich durch eine Zentimeterdicke Wechsellagerung von weißen und dunkelgrauen Lagen ergeben. Der Mineralbestand umfasst Dolomit, selten Kalzit und Hellglimmer. Bisher sind im Blattgebiet keine Fossilreste dokumentiert. Der Protolith entspricht dem ostalpinen Hauptdolomit (MONTRASIO *et alii*, 2012).

An der Basis der Dolomitmarmore tritt ein 5-10 m mächtiges Band aus Schiefen (Raibl *Auct.*) auf (VON HAUER, 1855). Das Band zeigt eine ausgeprägte laterale Variabilität in der Zusammensetzung. Es sind überwiegend Graphit-führende Serizitschiefer vorhanden, daneben kommen aber auch Phyllite mit Biotit-PorphYROblasten, Kalkschiefer und gelbliche Dolomite vor (KÜBLER & MÜLLER, 1962; LANGHEINRICH, 1965). In den geschieferten Varietäten treten Quarz, Plagioklas, serizitischer Hellglimmer und Biotit auf. Als Nebengemengteile sind Titanit, Epidot und opake Mineralien vertreten. Im Gebiet des Brennerpasses, außerhalb des Kartenblattes, wurde auch das Vorhandensein von Chloritoid beschrieben (PURTSCHELLER, 1967).

Dieser Lithotyp ist in einem kurzen Abschnitt in der nordöstlichen Blattecke, am Westgrat des Pflerscher Tribulauns (3097 m), aufgeschlossen.

Karnium? - *Norium?*

2.5. - MAGMATISCHE INTRUSIONSKÖRPER

2.5.1. - Pegmatite (OGA)

Die (Meta)pegmatitlinsen und -gänge verlaufen parakonkordant zur Hauptschieferung und kommen in der Texel-Einheit, an der nordlichen und östlichen Wand der Hohen Kreuzspitze/*Punta Montecroce*, im Ratschingstal sowie verschiedengradig deformiert im Bereich der Störungszone der Jaufen-Linie vor.

Eine isolierte Linse findet sich auch in den gebänderten Paragneisen (OJP) der St. Leonhard-Einheit entlang der Straße zum Jaufenpass (q. 1830 m).

Es handelt sich um Körper von wenigen Dezimetern bis einigen Zehnermetern Mächtigkeit. Die grobkörnigen Pegmatite werden von Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskovit, Turmalin in unterschiedlichen Mengen und sehr selten Granat (peraluminose Pegmatite) gebildet. Es wird angenommen, dass diese Pegmatite von Aufschmelzprozessen stammen. Das Alter dieser Prozesse

dürfte im Allgemeinen im Unterperm bis zur Trias liegen, gefolgt von einer Metamorphose im Zuge der alpidischen Orogenese (KONZETT *et alii*, 2018).

Das ursprüngliche magmatische Gefüge ist fast überall ausgelöscht worden. Das Hauptgefügeelement im Meso- und Mikrobereich wird von einer Foliation aus Hellglimmer und Quarz dargestellt. Diese Foliation stimmt vielfach mit der Schieferung S_2 der Nebengesteine überein. Granat tritt selten auf und weist eine violette Färbung bei hypidiomorphem Habitus auf. Entlang der Jaufen-Linie sind die Pegmatite in der Regel durch ein mylonitisches Gefüge gekennzeichnet.

In seltenen Fällen enthalten Metapegmatite als dominierenden Nebengemengteil den Lithium-Pyroxen Spodumen ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$), wie von LIEBENER & VORHAUSER (1852) und GASSER (1913) beschrieben. Diese Pegmatite wurden im hinteren Ratschingstal am Osthang des Zirmaidspitz/*Cima Zermedo* (2798 m) aufgefunden. Auch im Taleinschnitt des Valtigel Baches/*Rio Vallicola* im Ridnauntal wird von DOBLICKA (1852) das Vorkommen von Spodumen beschrieben.

Spodumen kommt in blassgrünen Kristallen von bis zu 20 cm Länge vor (EXEL, 1987), eingeregelt und oftmals boudinartig gestreckt, innerhalb der mylonitischen Metapegmatite, in denen man auch ohne Lupe „Augen-Aggregate“ aus cm-großen Porphyroklasten erkennen kann, welche aus weißlichem Beryll, Plagioklas, Kalifeldspat und türkisfarbenem Hellglimmer bestehen (Abb. 76).

Am Mikroskop erscheinen die Porphyroklasten in eine feinkörnige Matrix aus vorwiegend Quarz, Muskovit (teilweise in Kaolinit umgewandelt), Kalifeldspat und Albit (Ab_{100}) eingebettet (Abb. 77). Die Porphyroklasten zeigen häufige Risse, die mit der Matrix verfüllt sind. Am Rand weisen die Spodumen-Porphyroklasten Rekristallisationsprozesse auf (Abb. 78). Als seltene Nebengemengteile treten Apatit, Zirkon (teils reich an Uraninit-Einschlüssen), Rodochrosit ($\text{Mn}/\text{Fe}+\text{Mn} = 0,75$), Kassiterit, Sphalerit, Uraninit und Columbitantalit auf. Letzterer zeigt eine ausgeprägte Zonierung mit Nb-reichem Kern und Ta-reichen Rändern (Abb. 79).

Die Altersbestimmung an Pechblende (Uraninit), die in Kristallen bis zu 30 μm vorkommt, basiert auf den an der Elektronenmikrosonde bestimmten Gehalten an U, Th und Pb. Unter der Annahme, dass der gesamte gemessene Bleianteil radiogen sei (*chemical age* nach BOWLES, 1990), ergibt sich ein triassisches Alter zwischen 218 ± 3 und 248 ± 3 Ma (Durchschnittswert von 11 Datierungen: 222 ± 3 Ma). Der datierte Metapegmatit stammt aus dem Ratschingstal und gehört zum Typus mit Lithium-Mineralen.

Perm - Trias?

2.5.2. - Porphyrische Gänge, teilweise geschiefert (fp)

In der Ötztal-Decke kommen zahlreiche Biotit- und Amphibol-führende Gänge vor, die diskordant zur regionalen Schieferung der Nebengesteine verlaufen (Abb. 80). Sie sind vermutlich im Perm entstanden. Der Rekristallisationsgrad und

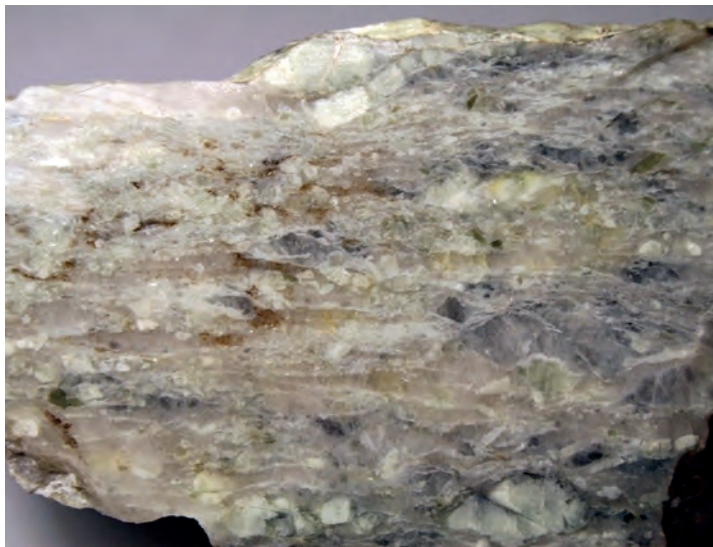


Abb. 76 - Anschnitt senkrecht zur Schieferung eines Spodumen-führenden Metapegmatits. Man erkennt das mylonitische Gefüge mit der feinkörnigen Matrix um boudinierte bzw. zerbrochene Porphyroklasten-Augen herum.

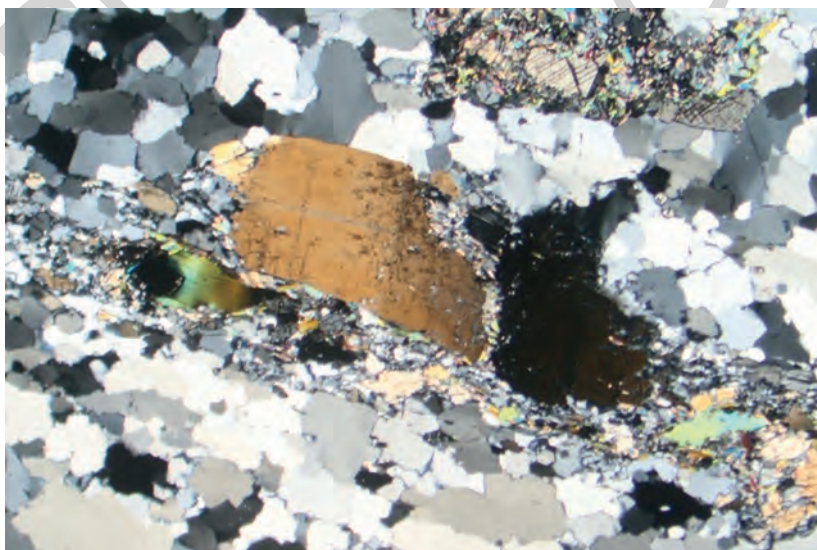


Abb. 77 - Detail eines boudinierten Spodumen-Kristalls. Der Riss wird durch die feinkörnige Matrix aus Quarz, Albit, Muskovit und Kalifeldspat gefüllt.

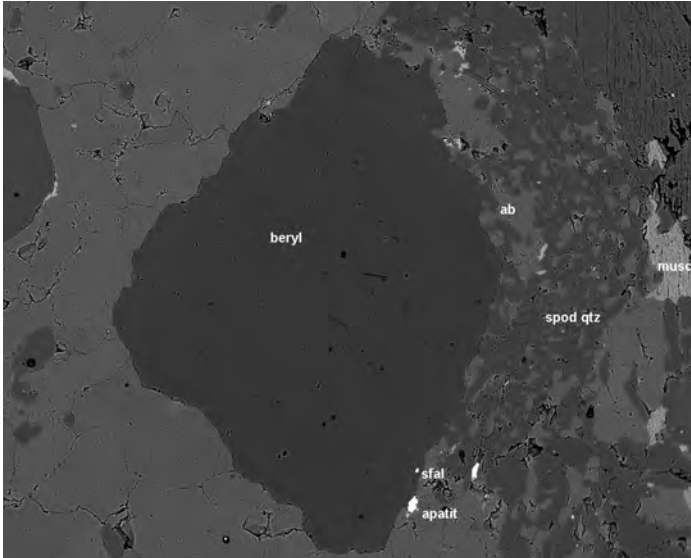


Abb. 78 - Elektronenmikroskop-Aufnahme (BSE) eines Beryll-Porphyrklasten. Der Spodumen oben rechts im Bild zeigt eine Rekristallisation am Kristallrand.

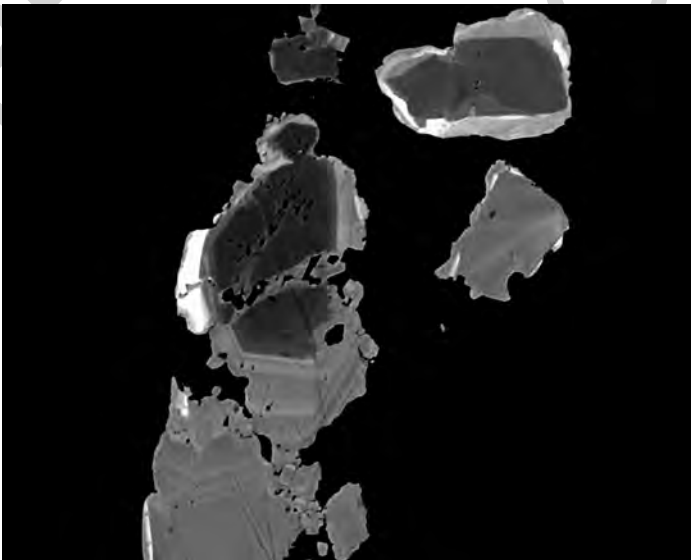


Abb. 79 - Elektronenmikroskop-Aufnahme (BSE) von Columbit-Tantalit mit einer Zonierung aus einem Nb-reichen Kern (Columbit) und Ta-reichen Rändern (Tantalit).

die Mineralparagenese dieser Gänge wurden von PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982) und GREGNANIN & VALLE (1995) herangezogen, um den Grad der alpinen Metamorphose in verschiedenen Bereichen des Ötztal-Kristallins zu bestimmen.

Im Gelände zeigen sie eine variable Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis zu einigen Metern. Die laterale Erstreckung schwankt stark und reicht von einigen Metern bis zu mehreren hundert Metern. Das Gefüge ist massig bis geschiefert; in vielen Fällen ist eine gewisse Foliation am Kontakt zu den Nebengesteinen zu erkennen.

Die ursprüngliche magmatische Paragenese sowie entsprechende magmatische Strukturen wurden ausgelöscht (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1982). Bisweilen entsteht durch die Porphyroblasten von Amphibol und Biotit ein porphyrisches Gefüge, das allerdings einen metamorphen Ursprung aufweist.

Die Mineralparagenese umfasst Amphibol, Biotit, Plagioklas, Quarz, Rutil, Epidot, Chlorit, Apatit und opake Mineralien. Granat kommt nur in vereinzelt Gängen vor (Schwarzseespitz/*Cima del Lago Nero*, Egetjoch/*Passo dell'Erpice*, untere Hangbereiche der Timmelsalm/*Alpe del Tumulo*). Unterschiedliche Anteile an Amphibol, Biotit und Plagioklas sowie verschiedene Korngrößen sind verantwortlich für ein recht variables Aussehen dieser Gänge im Gelände.



Abb. 80 - Gangapophyse mit Biotit-Porphyroblasten und diskordantem Verlauf zur regionalen Schieferung der umgebenden, gebänderten Paragneise (OZP). Großer Timmler Schwarzsee, Timmelsalm.

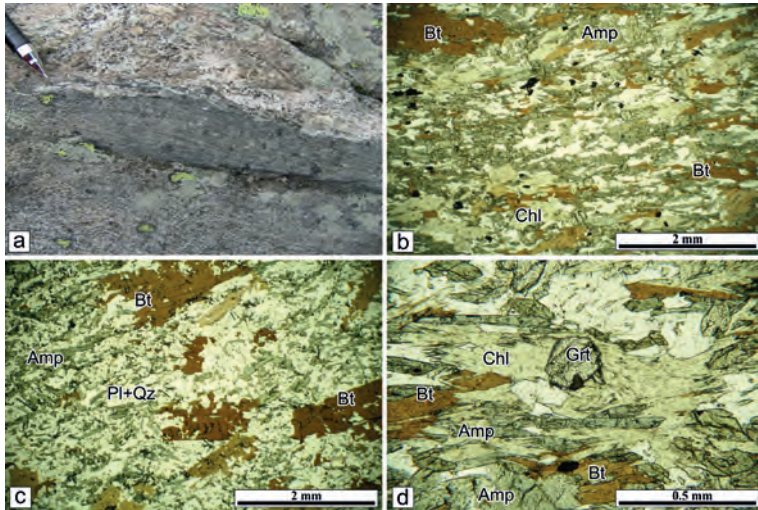


Abb. 81 - a) Gang im Bereich einer duktilen Scherzone, Timmelsalm. b) Der mylonitische Gang im Dünnschliff. c) Typisches Gefüge der Gänge mit einer schwach ausgebildeten Foliation und statischem Wuchs von Biotit-Porphyroblasten. d) Granat-Porphyroblast von unter 1 mm Größe auf Chlorit, Schwarzseespitz (2988 m).

Im Dünnschliff sind oftmals zwei Generationen von Amphibol und Biotit zu erkennen. Amp (I) und Bt (I) definieren in der Regel die Foliation, während die Porphyroblasten der zweiten Generation von Biotit (Bt II) und seltener von Amphibol (Amp II) postkinematisch zur Foliation wachsen. Sofern vorhanden, scheint Granat an die letzte Phase der Blastese gebunden zu sein, manchmal wächst er auf dem Chlorit (Abb. 81).

Geochemie und die Bedeutung dieser Gänge für die Rekonstruktion der tektono-metamorphen Entwicklung des Gebietes werden in Kap. VI erörtert.

Perm?

3. - STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN (M. Cucato)

3.1. - KRITERIEN ZUR STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN

Die Einheiten wurden nach dem Prinzip der UBSU (*Unconformity-bounded stratigraphic units*) verwendet und folgen dabei der Hierarchie vom Supersynthem bis zum Subsynthem. Zusammenfassend entsprechen sie den folgenden Einheiten (Abb. 82):

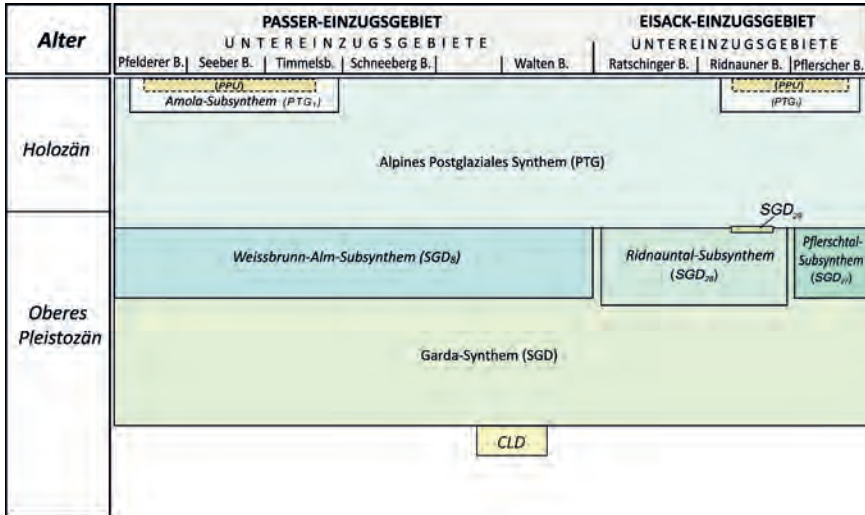


Abb. 82 - Schematische Übersicht der stratigraphischen Verhältnisse der quartären Einheiten im Blatt St. Leonhard. Legende: CLD=Kaltern-Synthem; SGD₂₀=Gasse-Subsynthem; PPU=Post Kleine Eiszeit Einheit. Die zeitliche Zuordnung ist nur eine Annäherung, da es sich um diachrone Einheiten handelt.

- Die prä-LGM-Ablagerungen entsprechen dem Kaltern-Synthem (*Caldaro*), welches ausschließlich im Passer-Einzugsgebiet aufgeschlossen ist.
- Die Ablagerungen des letzten glazialen Hochstandes (*Last Glacial Maximum*, abgekürzt: LGM) entsprechen dem Garda-Synthem (SGD), welches wiederum 4 Subsynthema umfasst. Das Pflerschtal-Subsynthem (*Val di Flères*) ist einzig im Untereinzugsgebiet des Pflerscher Bachs aufgeschlossen. Im Untereinzugsgebiet des Ridnauner Bachs finden sich das Ridnauntal-Subsynthem (*Val Ridanna*) sowie das Gasse-Subsynthem (*Maso Gasse*). Das Weissbrunn-Alm-Subsynthem (*Malga Fontana Bianca*) kommt im gesamten Einzugsgebiet der Passer vor. Das Gasse-Subsynthem betrifft alte Bergsturzablagerungen bei Ridnaun, während die übrigen Einheiten glazigene Ablagerungen umfassen, die der pleistozänen Hauptrückzugphase zuzuschreiben sind, jedoch in den verschiedenen Einzugsgebieten mitunter verschieden ausgebildet sind und durchaus auch Gletschervorstöße aufweisen können.
- Die postglazialen Ablagerungen entsprechen dem Alpines Postglaziales Synthem, welches noch ein Subsynthem (Amola-Subsynthem) umfasst, mit den glazigenen Ablagerungen der Kleinen Eiszeit und jüngerer Vorstöße bis heute sowie Hangschuttbildungen und anderen Ablagerungen verschiedenster Herkunft, die zweifelsfrei dieser Phase zuzuordnen sind. Innerhalb des Amola-Subsynthems wurde eine informelle Einheit unterschieden - die Post Kleine Eiszeit-Einheit - innerhalb derer alle Ablagerungen nach dem Gletscherhochstand der Kleinen Eiszeit kartiert wurden, sofern sie eindeutig unterscheidbar sind.

Die Überlagerungsverhältnisse der verschiedenen genannten Einheiten sind in der schematischen Übersicht der stratigraphischen Verhältnisse dargestellt. Hierbei wurde versucht, die effektive Verteilung der Einheiten in den verschiedenen Untereinzugsgebieten von Eisack und Passer im Kartenblatt zu berücksichtigen.

3.2. - STRATIGRAPHISCHE EINHEITEN VOR DEM LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTAND

3.2.1. - *Kaltern-Synthem (CLD)*

Das Kaltern-Synthem wird auch als „alte terrasierte Alluvionen“ - *antica alluvione terrazzata* (SANDER & HAMMER, 1926) bezeichnet. Im Talkessel von St. Leonhard in Passeier besteht sie aus kiesig-steinigen Schottern. In der Regel fehlen Aufschlüsse und sie sind hier an Anschnittböschungen und in Baugruben zu erkennen. Im Kartenblatt wurden sie im Dorfzentrum, auf der rechten Seite des Walten Baches/*Rio di Valtina*, kartiert. SANDER & HAMMER (1926) beschreiben ausgedehnte Vorkommen auch auf der gegenüberliegenden Bachseite. Die verfügbaren Daten können diese Interpretation nicht eindeutig bestätigen (Abb. 83). Es handelt sich um mittel- bis grobkörnige, grob geschichtete, kiesig-steinige Schotter. Untergeordnet treten kiesig-sandige Lagen sowie Linsen aus hauptsächlich Mittel- und Grobsand auf. Die Klasten bestehen vorwiegend aus Paragneisen und untergeordnet aus Orthogneisen und Glimmerschiefern, deutlich seltener sind andere Lithotypen vertreten. Die Ablagerungen weisen eine geschätzte Mächtigkeit von mindestens 50-60 m auf. Sie können als Reste eines alten, heute terrasierten Schwemmfächers interpretiert werden, der am Zusammenfluss des Walten Baches mit der Passer gebildet wurde. In der distalen Zone reichte er vermutlich bis auf etwa 700 m, d.h. rund 40 m über dem heutigen Bachbett der Passer.

Über diesen Ablagerungen liegen Gletscherablagerungen des Garda-Synthems. Die Verhältnisse sind angesichts der wenigen Aufschlüsse und der starken anthropogenen Überprägung des Gebietes nicht immer klar ersichtlich. Auf Basis der stratigraphischen Verhältnisse und der Verwitterung der Sedimente wird angenommen, dass sie mit vergleichbaren Ablagerungen korreliert werden können, die unteren Passeiertal kartiert wurden (BARGOSSI *et alii*, 2010), insbesondere bei Kuens/*Caines* und Riffian/*Rifiano*, aber auch bei Saltaus/*Saltusio*.

Diese alten Formen erlauben die Rekonstruktion einer älteren Talsohle, die rund 40-70 m über der heutigen lag. An dieses Niveau schließen die alten Fächer der Seitenbäche auf beiden Talflanken an. Die Fächer sind heute mitunter unterschiedlich umgeformt und tief eingeschnitten.

Auf Basis der oben beschriebenen Elemente wurden diese Ablagerungen im Kaltern-Synthem kartiert, in Anlehnung an die vergleichbaren Ablagerungen im



Abb. 83 - Der Talkessel im Bereich von St. Leonhard in Passeier; von der Aussichtsplattform im Norden des Dorfes an der S.S. 44 Jaufenpassstraße aus gesehen. Im Vordergrund links liegt die breite Verebnung mit den jüngsten Siedlungen, wo im Untergrund Schotter vorhanden sind, die als alluviale Ablagerungen vor der letzten großen Vergletscherung interpretiert werden (Kaltern-Synthem, siehe Text). Im Hintergrund erkennt man den historischen Ortskern mit der Kirche, wo der natürliche Untergrund ebenfalls aus antiken Schotterbildungen besteht, welche jedoch als postglaziale Ablagerungen interpretiert werden (siehe Kap. 3.4.3.). In der Bildmitte verläuft das untere Passeiertal, ganz hinten ist St. Martin in Passeier ersichtlich.

unteren Passeiertal (BARGOSSİ *et alii*, 2010).

Chronologisch gesehen können sie ins Oberpleistozän gestellt werden, in eine Zeit vor dem LGM.

3.3. - STRATIGRAPHISCHE EINHEITEN DES LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTANDES (LAST GLACIAL MAXIMUM)

Das Garda-Synthem umfasst alle Sedimente, die während des Gletschervorstoßes, der maximalen Entwicklung und der Rückzugsphase der letzten regionalen Vergletscherung (*Last Glacial Maximum*, LGM) abgelagert wurden. Diese Ablagerungen können im gesamten Etsch-Einzugsgebiet (BINI *et alii*, 2004) und in den angrenzenden Einzugsgebieten, in welche der Etsch-Gletscher überfloss (vgl. z.B. GIANOLLA *et alii*, 2018) verfolgt werden. Die Einheit umfasst sowohl Ablagerungen in direktem Zusammenhang mit den Gletschern, als auch andere Sedimenttypen, wie z.B. Eisrandsedimente.

Die veröffentlichten paläogeographischen Rekonstruktionen (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1935; CASTIGLIONI, 1940; VAN HUSEN, 1987) deuten darauf hin, dass im Blattbereich die Täler mit einer mächtigen Eisdecke

gefüllt waren. Nur die höheren Bergrücken, meist über 2300-2500 m (Abb. 84), ragten aus den Eismassen heraus. Die verschiedenen Gletscherzungen in den Seitentälern der Texel-Gruppe und der Stubai-Alpen vereinten sich talabwärts und flossen in einem einzigen Gletscher das Passeiertal herab in Richtung Meran, bzw. in den östlichen Bereichen (Pflerschäl) in Richtung Sterzing und weiter nach Süden entlang des Eisacktales/*Val d'Isarco* in Richtung Brixen/*Bressanone*. Während des maximalen Vorstoßes wälzte sich ein großer Teil des Ratschinger Gletschers über den Jaufenpass ins Passeiertal. Dadurch verschwand ein Teil des Grenzkamms zwischen Ratschingstal und Passeiertal-Waltental unter der Eiskecke. Im Bereich des Jaufenpasses (2094 m) musste der Gletscher gemäß PENCK & BRÜCKNER (zit.) bis auf eine Höhe von mindestens 2200 m hinauf reichen. Weiter nach Süden speisten die Gletscherzungen den großen Etschgletscher und strömten Richtung Bozner Talkessel. An mehreren Stellen sind ebenfalls Transfluenzen dokumentiert.

Mit den ersten Rückzugsphasen nahmen die Gletscherzuflüsse ab und es folgte ein Mächtigkeitsverlust des Hauptgletschers. Eine der ersten Konsequenzen war das Ausbleiben der Transfluenz über den Jaufenpass, wodurch der Passeierer Zweig des Etschgletschers vom Gletscher im Eisacktal abgetrennt wurde. In dieser Phase wurden die Gletscherströme fast durchgehend vom jeweiligen Talverlauf gesteuert. Die Ablagerungen dieser Phase (Ausschmelzmoräne) sind relativ selten, was nicht allein auf eine nachfolgende Erosion zurückgeführt werden kann, da sich selbst in Flachbereichen (z.B. im Norden des Jaufenpasses) nur wenige und unsichere Ablagerungen finden. Eine mögliche Erklärung könnte eine hohe Geschwindigkeit des Abschmelzens sein.

Das Vorhandensein von Seiten- und Stirnmoränen in verschiedenen Höhenlagen zeugt von Ruhephasen und Vorstößen der lokalen Gletscher im Verlauf des allgemeinen Rückzugs im Spätglazial. Am zahlreichsten sind diese Formen in den Talschlüssen und im Bereich der Kare erhalten geblieben, wo die Moränen von den letzten Rückzugsphasen zeugen. In der Regel sind die Ablagerungen hingegen sehr selten und auf die Hochgebirgsabschnitte beschränkt. Dies ist auf lokale klimatische Bedingungen zurückzuführen, die für die Entwicklung von Gletschern ungünstig sind (Südlage, ungünstige morphologische Bedingungen, usw.). Dieser Punkt wurde bereits von SANDER & HAMMER (1926, S. 57) für viele Seitentäler des Passeiertals hervorgehoben. Auch in den mittleren und unteren Abschnitten der Haupttäler sind Moränen relativ selten und wurden mitunter mit Formen einer tiefgründigen Massenbewegung verwechselt⁽¹⁾, sodass zahlreiche Interpretationen früherer Autoren mit Vorsicht zu betrachten sind. Nichtsdestotrotz war es möglich, drei Subsynthemen für die jeweiligen Untereinzugsgebiete im Kartenblatt zu unterscheiden: das Weissbrunn-Alm-Subsynthem, das Ridnauntal-Subsynthem und das Pflerschäl-Subsynthem. Jedes Subsynthem umfasst die glazigenen Ablagerungen der

(1) Das ist insbesondere der Fall von Rücken zwischen den Nackentälchen.

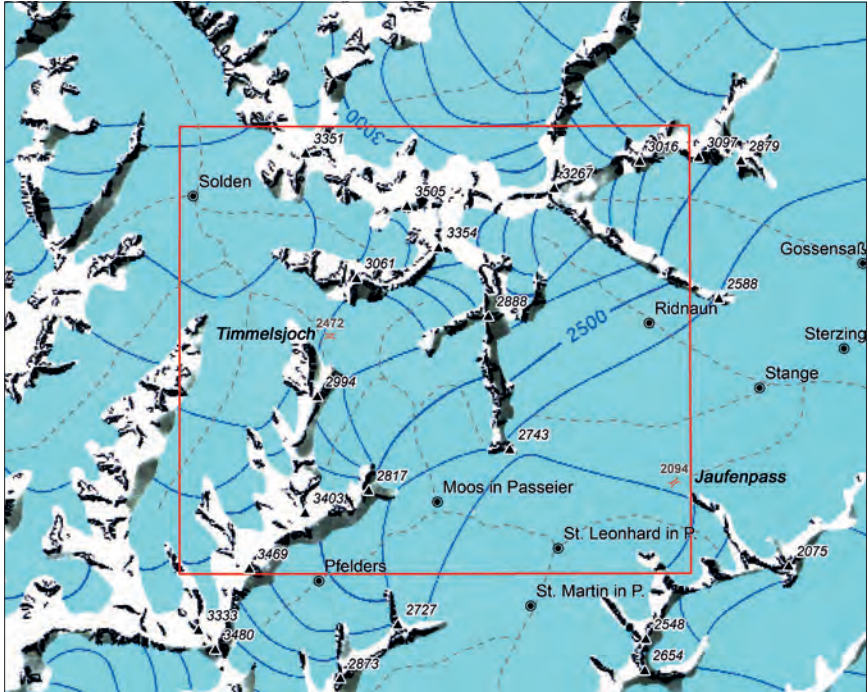


Abb. 84 - Rekonstruktion der letzten Vergletscherung bzw. des letzten glazialen Hochstands. Die gestrichelten Linien zeichnen den heutigen Verlauf des Hauptgerinnenetzes nach, in rot der Ausschnitt des Kartenblattes, in blau sind die Höhenlinien der Gletscher zum Zeitpunkt des letzten glazialen Hochstands ausgehalten (nach VAN HUSEN, 1987, modifiziert).

Haupt-Vorstoßphase der jeweiligen Lokalgletscher sowie die Ablagerungen der späteren Vorstoß- und Rückzugsphasen. Als Kriterium zur Aushaltung und Kartierung dieser Subsynthema dienen gut erhaltene Moränenwälle an den Haupttalachsen der Untereinzugsgebiete, die zusammen mit der lithologischen Zusammensetzung eine objektive Unterscheidung zu den Ablagerungen des letzten glazialen Hochstandes (LGM) im Garda-Synthem erlauben. Die Ablagerungen im Zusammenhang mit kleineren Gletschern in Hochtälern, Hängetälern und Karen wurden ebenfalls diesen Subsynthemen zugeteilt. Obwohl alle diese Subsynthema generell dem „Spätglazial“ zugeschrieben werden können, ist keine genaue chronologische Einordnung möglich, ebenso wenig die Feststellung, ob die Bildungen im gleichen Zeitraum oder ungleichzeitig abgelagert wurden. Wie bereits erwähnt, ist es vielfach schwierig, die einzelnen Einheiten abzugrenzen, sobald eindeutige Anhaltspunkte hierfür fehlen. In all diesen Fällen wurde es vorgezogen, die Ablagerungen im Garda-Synthem undifferenziert zu kartieren.

3.3.1. - Garda-Synthem (SGD)

Es entspricht zum Teil den *“morene würmiane, postwürmiane ed attuali”* des Blattes 4 *“Merano”* der *Carta Geologica d’Italia* im Maßstab 1:100.000 (BAGGIO *et alii*, 1971).

Das undifferenzierte Garda-Synthem wurde nicht weiter in Subsynthema unterteilt und fasst überwiegend glaziale Sedimente zusammen. Die meisten Ablagerungen wurden als „Moräne undifferenziert“ kartiert, da im Allgemeinen signifikante, unverwitterte Aufschlüsse fehlen und keine genauere Bestimmung der glazialen Fazies oder eine Extrapolation derselben möglich sind. Es handelt sich in der Regel um matrixgestützte, massige Diamikte. Die sandig-siltige Matrix zeigt - typischerweise für metamorphem Felsuntergrund - eine braungraue bis graue Farbe. Der Farbton der Matrix wird durch die abgeschürften Gesteinstypen beeinflusst. Aufschlüsse des Garda-Synthems sind im gesamten Blattbereich anzutreffen.

Grundmoränen weisen in der Regel einen hohen Matrixgehalt auf; die Matrix besteht vorwiegend aus schwach sandigem bis sandigem Silt (Abb. 85). Der Diamikt weist kantengerundete, glatt geschliffene und im Fall von Karbonatgesteinen



Abb. 85 - Ausgeprägt matrixgestützter, massiger Diamikt, überkonsolidiert und als Grundmoräne interpretiert (Garda-Synthem). Südlich der Örtlichkeit Brischer im Ridnauntal.

mitunter auch gekritzte Klasten auf. Die Klasten sind unterschiedlich stark gerundet. Es mangelt nicht an charakteristischen, nur ansatzweise geschliffenen Komponenten, die auf einen begrenzten Transport hinweisen. In gut erhaltenen Aufschlüssen kann man eine Überkonsolidierung der Ablagerungen sowie eine gewisse Einregelung der gelängten Klasten erkennen. Mitunter sind auch Scherflächen auszumachen. Die lithologische Zusammensetzung spiegelt den jeweiligen Herkunftsbereich wider. Im Kartenblatt sind im Allgemeinen die Paragneise verbreitet vorhanden bis dominierend.

Die Ausschmelzmoränen bestehen aus einem matrixgestützten, massigen Diamikt. Die Matrix ist sandig-siltig und von braun-grauer Farbe. Das Gefüge wird von kantengerundeten bis angerundeten Klasten und Blöcken von zumeist lokaler Herkunft gebildet. Im Vergleich zur Grundmoräne zeigen Ausschmelzmoränen einen geringeren Anteil an Matrix und sind mitunter porös. Weiters sind Ausschmelzmoränen weniger stark oder nicht konsolidiert.

In der Regel reicht die Mächtigkeit dieser Ablagerungen von 1 m bis zu mehreren Zehnermetern, zumeist liegt sie im Bereich von unter 5-6 m.

Das Garda-Synthem wird zeitlich ins Oberpleistozän *p.p.* gestellt.

Die Untergrenze des Garda-Synthems ist erosiv zum Felsuntergrund oder diskordant zu älteren quartären Ablagerungen. Die Obergrenze wird von der Geländeoberfläche gebildet oder ist erosiv zum Alpenen Postglazialen Synthem. Sofern nicht erodiert, ist die Obergrenze durch das Auftreten eines Paläobodens gekennzeichnet, meist unter einem Meter mächtig und mit einer Munsell Farbe 10YR im B-Horizont in nicht lithochromatisch geprägten Böden.

3.3.1.1. - Weissbrunn-Alm-Subsynthem (SGD₈)

Die Ablagerungen dieser Einheit kommen hauptsächlich in den höheren Lagen der kleineren Taleinschnitte sowie in den Karen und Hängetälern der wichtigsten Seitentäler des Passeiertals vor. Vorkommen in niedrigeren Höhenlagen sind im unteren Passeiertal, bei St. Leonhard in P. und talauswärts davon bekannt. Diese bilden die nördliche Fortsetzung der Ablagerungen, welche im angrenzenden Blatt „Meran“ (BARGOSS *et alii*, 2010) kartiert wurden. Bedeutsame Aufschlussprofile befinden sich im Waltental, bei St. Johann/S. Giovanni, im Gebiet von Schneeberg/Monteneve, im Seeber Tal/Valle del Lago und im Bereich der Timmelsalm/Alpe del Tumulo.

Die häufigsten Ablagerungen werden vorwiegend von Moräne (undifferenziert) und Ausschmelzmoräne, seltener von Grundmoräne, dargestellt.

Die Ausschmelzmoräne besteht aus massigem, matrix- bis seltener komponentengestütztem Diamikt mit variablem Gehalt an sandig-siltiger Matrix (Abb. 86). Die Klasten sind in der Regel kantengerundet bis angerundet, wobei der Rundungsgrad von der zurückgelegten Strecke des Gletschertransports abhängt. Die lithologische Zusammensetzung spiegelt den jeweiligen Herkunftsbereich wider. Hierbei ist das Auftreten von Marmoren in den Bildungen des Pfelderer



Abb. 86 - Matrixgestützter Diamikt, der als Ausschmelzmoräne (Weissbrunn-Alm-Subsynthem) interpretiert wurde. St. Martin am Schneeberg in der Nähe des kleinen Sees südlich der Schutzhütte.

Tals zu erwähnen, während im Seeber Tal Komponenten von Glimmerschiefeln vorkommen.

Die kartierten Grundmoränenaufschlüsse sind räumlich begrenzt und nur in höheren Lagen anzutreffen. Die größten Aufschlüsse liegen im Bereich von St. Martin am Schneeberg, bzw. im nördlichen Teil des Bergbaugesbietes. Die schönsten Aufschlüsse kommen in der Nähe des Kleinen Schwarzsees/*Lago Nero Piccolo* sowie in der Nähe von St. Leonhard in P. vor (Abb. 87). Es handelt sich um einen massigen, matrixgestützten Diamikt mit einem niedrigen Verhältnis Klasten/Matrix. Die Matrix ist sandig-siltig und besitzt eine olivbraune Farbe. Häufig treten gelängte, zerbrochene und im Falle von Marmor- und Kalkschieferkomponenten auch gekritzte Klasten auf. Verbreitet sind diese Ablagerungen überkonsolidiert. In Hochgebirgsgebieten mit geringer Vegetationsbedeckung oder bei Erosion derselben können örtlich an der Oberfläche die feinkörnigen Sedimente ausgewaschen sein und ein grobkörniges Skelett vorliegen (*residual lag*).

Moräne undifferenziert wurde in jenen Fällen ausgehalten, wo die Aufschlussbedingungen keine präzisere Zuordnung der Sedimentfazies erlaubten oder wo punktuelle Daten nicht auf ein größeres Gebiet ausgedehnt werden



Abb. 87 - Massiger, überkonsolidierter und matrixgestützter Diamikt, der als Grundmoräne interpretiert wurde (Weissbrunn-Alm-Subsynthem). St. Leonhard in Passeier, im Norden der Örtlichkeit Larcher.

können. Es handelt sich auf jeden Fall um einen massigen matrixgestützten Diamikt mit ähnlichen Eigenschaften wie die oben beschriebenen Moränen.

Eisrandsedimente sind in kleinräumigen Abschnitten des Einzugsgebietes der Passer vorhanden. Im mittleren und hinteren Teil des Waltentals wurden am rechten Hangfuß einige Ablagerungen als Eisrandsedimente interpretiert. Es handelt sich um undeutlich sortierte Kiese und Sande mit anerodierten, schlecht erhaltenen Formen. An einigen Stellen, etwa bei der Örtlichkeit Tschart/C.se Scarpa, kann man Reste von Kame-Terrassen ausmachen. Alle diese Ablagerungen, die heute durch Erosion zerstückelt vorliegen und/oder von jüngeren Ablagerungen bedeckt sind, bilden einen Sedimentstreifen an der Basis des rechten Hangs des Waltentals, im Mittel etwa 40-50 m über der heutigen Talsohle. Eine vergleichbare Situation besteht auch im SE von St. Leonhard in P., im Pfistratal/Valle di Viastrata, ebenfalls am rechten Hangfuß. Hier treten oberhalb von 1200 m Ablagerungen aus einem massigen, matrixgestützten Diamikt auf, mit untergeordneten kiesig-sandigen Einschaltungen. Sie bilden einen breiten Sedimentstreifen am Hangfuß und bewirken eine Neigungsänderung, mit einem flacheren Abschnitt oben und einem deutlich steileren unten (Abb. 88). Im Zusammenspiel kann eine undeutliche Terrassierung ausgemacht werden, wobei

der Terrassenrand mitunter gut zu erkennen ist und etwa 70 m über dem heutigen Talboden liegt. Die oben beschriebenen Ablagerungen, die als Eisrandsedimente interpretiert wurden, entsprechen einem Basisniveau, das deutlich über dem heutigen lag. Die Erklärung hierfür liegt in der spätglazialen Geschichte des Passeiertals. Die Moränenwälle bei St. Martin in P. (BARGOSI *et alii*, 2010) lassen im Bereich des Beckens von St. Leonhard in P. auf eine Oberfläche des Passeierer Gletschers auf einer Höhe von rund 1400 m Höhe schließen. Dadurch wurden sowohl das Pfistradtal, als auch das Waltental vom Gletscher versperrt. In diesen Tälern hatten sich in der Zwischenzeit die lokalen Gletscher weiter taleinwärts zurückgezogen. Diese Prozesse und insbesondere das Eindringen des Hauptgletschers in die unteren Talabschnitte steuerten die Sedimentation in den oben genannten Seitentälern.

Weitere Eisrandsedimente finden sich im hinteren Passeiertal, im Seeber Tal, am Schneeberg und bei der Timmelsalm.

Im Seeber Tal sind sie im E und SE des Seebersees vorhanden, in kleinen Aufschlüssen in den Einschnitten entlang der Wege (Abb. 89a), wo man hauptsächlich Feinkiese und Sande beobachten kann.

Im Detail handelt es sich um folgende Fazies: feine und mittelfeine Kiese ($\sigma_{\max} = 5 \text{ cm}$), lokal imbrikat, mit Sandlinsen (Abb. 89b), sandige Schotter, geschichtete Sande, seltener sandig-kiesige Silte. Alle Ablagerungen weisen einen hohen Verdichtungsgrad auf. Die Mächtigkeit beträgt einige Zehnermeter. Die Morphologie erinnert im nördlichsten Abschnitt an eine schmale Kame-Terrasse, im Süden sind die Formen undeutlich ausgebildet und weisen einen länglichen Hügel an der Westseite auf.



Abb. 88 - Pfistradtal: Übersicht auf den mittleren und oberen Talabschnitt (in der Bildmitte im Hintergrund, außerhalb des Kartenblattes), rechts ein Teil des Hirzerkamms, der hier vom Plattenspitz (2316 m) dominiert wird. Das Wiesengebiet links im Bild wurde vorwiegend als Eisrandbildung interpretiert. Morphologisch stimmt sie im Wesentlichen mit der ursprünglichen Oberfläche der Ablagerungen überein und zeichnet einen leichten Hangknick nach, der aus dieser Perspektive nicht deutlich hervorgeht, da er am oberen Wiesenrand und im angrenzenden Waldgebiet verläuft.

Am Schneeberg sind auf einer Höhe von ca. 2270 m, oberhalb des Weges zur Schutzhütte (Wanderweg Nr. 31), Sande mit selten Kiesen aufgeschlossen. Sie zeigen eine bräunlich-gelbe Farbe (Abb. 89c und 89d) und sind von einer dünnen Schuttbedeckung überlagert, wodurch sie nicht leicht auszumachen sind. Auf Grundlage der Fazies sowie des stratigraphischen und morphologischen Rahmens wurden sie als Eisrandsedimente interpretiert.

Im Gebiet der Timmelsalm, bei der Örtlichkeit Unterkrumpwasser, sind am Westrand der breiten Schwemmebene kiesig-steinige Schotter aufgeschlossen. Sie zeigen ein massiges Gefüge (Abb. 89e) und liegen über einem matrixgestützten Diamikt, der als Grundmoräne interpretiert wurde. Örtlich treten Fazies mit imbrikativen Klasten und Einschaltungen von mittelkörnigen, sortierten Kiesen sowie Sandlagen auf. Hervorzuheben sind stark geneigte Schichten und weitere Strukturen, die auf Verformungen durch abschmelzendes Toteis zurückzuführen sind (Abb. 89f), was bei Eisrandsedimenten häufig vorkommt. Die Mächtigkeit reicht von 1 bis 4 m.

Im Passeiertal stießen die Gletscher der Seitentäler im Zuge der ersten und bedeutendsten Vorstoßphase erneut bis ins Haupttal vor und flossen zu einem gemeinsamen Talgletscher zusammen, jedoch ausgeprägt verästelt. Die Lage der entsprechenden Gletscherstirn ist nicht bekannt. Nach der Rekonstruktion von CASTIGLIONI (1930b) musste die „Stirn (...) zumindest bis nach St. Leonhard in P. reichen“. Bei den geologischen Aufnahmen zum Blatt 013 „Meran“ (BARGOSS *et alii*, 2010) wurde das Vorkommen von Moränenwällen (Seiten- und Stirnmoränen) auf der rechten Talseite bei St. Martin in P. erkannt, von denen eine bereits in der zweiten Ausgabe des Blattes „Meran“ (Autorenkollektiv, 1971) kartiert wurde. Sie stellen eine relativ niedrige Höhe der Stirn des Passeirer Gletschers zwischen 580-600 m ü.d.M. dar, die wohl mit einem älteren Vorstoß im Passeiertal in Verbindung steht (früheste Phasen des Spätglazials), und nicht das eigentliche Weissbrunn-Alm-Subsynthem betrifft. Im Blatt 013 „Meran“ (BARGOSS *et alii*, zit.) wurden die Ablagerungen im Bereich dieser Moränenwälle mit allen oben genannten Unsicherheiten dem Weissbrunn-Alm-Subsynthem zugeschrieben, vordergründig um keine weitere Einheit von örtlicher Bedeutung einzuführen, die nur schwer abzugrenzen und von geringer Ausdehnung ist. Diese Herangehensweise wird auch im gegenständlichen Kartenblatt beibehalten. Oberhalb von St. Martin in P. können die Grenzen der glazialen Ablagerungen dieser Einheit mit einigen Schwierigkeiten bis fast nach St. Leonhard in P. verfolgt werden. Dazu gehören ebenfalls die beschriebenen Eisrandsedimente im Pfistradtal und im Waltental sowie ein Großteil der Ausschmelzmoränen im Waltental.

Oberhalb von St. Leonhard in P. gibt es gesicherte Hinweise von Moränenapparaten im SE von Platt/*Plata*, wo bei der Örtlichkeit Obermagfeld ein über 700 m langer Moränenwall vorhanden ist (Abb. 90). Er bezeichnet den rechten Rand des Passeirer Gletschers in einer späteren Phase als vorangehend beschrieben, zu einem Zeitpunkt als die Gletscherstirn wahrscheinlich knapp oberhalb von St. Leonhard in P. lag. Weitere gut dokumentierte Moränenwälle



Abb. 89 - Eisrandsedimente an verschiedenen Orten im hinteren Passeiertal: a) Seebertal: Aufschluss entlang des Weges im SE des Seebersees; b) Seebertal: Detail des Aufschlusses in Abb. a, mit einer Fazies aus mittelfeinen, bisweilen imbrikaten Kiesen und einer Einschaltung aus Grobsanden; c) Schneeberg: Aufschluss oberhalb des Wanderwegs zur Schutzhütte, nach der Kehre auf 2262 m Höhe, mit einer dünnen und ausgedehnten Schutzdecke, die bräunlich-gelbe Sande mit dünnen kiesigen Einschaltungen überlagert; d) Schneeberg: Detail des vorherigen Fotos; e) Timmelsalm, Unterkrumpwasser: ca. 2 m dicke Bank aus kiesig-steinigen Schottern, die als Eisrandsedimente interpretiert wurden, mit einer erosiven Untergrenze (im Bild wird diese durch die Farbänderung in der Matrix hervorgehoben) zu einem massigen, matrixgestützten Diamikt, der als Grundmoräne interpretiert wurde; f) Detail der Eisrandsedimente mit steil einfallenden Schichten von sortierten, sandigen Schottern (siehe Text).



Abb. 90 - Im Vordergrund erkennt man einen rechten Seitenmoränenwall des Passeirer Gletschers, der auf eine bedeutende Vorstoßphase im Spätglazial zurückzuführen ist (Weissbrunn-Alm-Subsynthem). Im Hintergrund liegt das Dorf Stuls auf einer felsigen Verebnung mit einer geringmächtigen Bedeckung von Grundmoräne. Im Hintergrund ist die Hohe Kreuzspitze (2743 m) zu sehen, die durch die weiße Farbe der Marmore hervorsticht. Obermagfeld, im SE von Platt (Moos in Passeier).

von kleineren Gletschern in der allgemeinen Rückzugsphase befinden sich z.B. im Ulfastal/*Valle di Ulfas* bei Ulfas und am Ausgang des Farmazontals/*Valmezzana*, wo bei Farmazon/*Sottoselva* ein rechter Moränenwall (Seiten- und Stirnmoräne) zu erkennen ist, der auf einen Zusammenfluss des lokalen Gletschers mit dem Gletscher im Haupttal zurückzuführen ist.

Das Weissbrunn-Alm-Subsynthem wurde erstmals im Blatt N. 025 „Rabbi“ eingeführt und anschließend im angrenzenden Blatt N. 026 „Eppan“ für die Ablagerungen in der Maddalena-Berggruppe und im Ultental verwendet.

Chronologisch können die Ablagerungen dieser Einheit dem Oberpleistozän *p.p.* zugeordnet werden.

3.3.1.2. - Ridnauntal-Subsynthem (SGD₂₈)

Die im Ridnauntal-Subsynthem kartierten Ablagerungen kommen im gleichnamigen Einzugsgebiet, bzw. im Ridnauntal/*Val Ridanna* und im Ratschingstal/*Val di Racines* vor. Die wichtigsten Aufschlüsse finden sich an Straßenanschnitten und entlang von Wanderwegen.

Das Ridnauntal-Subsynthem besteht vorwiegend aus Moräne undifferenziert und Ausschmelzmoräne, seltener kommt Grundmoräne vor.

Die Ausschmelzmoräne besteht aus massivem, matrix- oder seltener komponentengestütztem Diamikt mit variablem Gehalt an sandig-siltiger Matrix. Die Klaster sind zumeist kantig bis kantengerundet, seltener gerundet. Das Geröllspektrum spiegelt das Einzugsgebiet wider. So treten Marmore besonders reichlich in der Ausschmelzmoräne im SW vom Egetjoch/*P.sso dell'Erpice* im hinteren Lazzacher Tal auf, wo Kalk- und Dolomitmarmore der Ötztal-Decke aufgeschlossen sind. Nur etwas weiter nördlich, im Egetental bzw. im Bereich von Egetental/*Valle dell'Erpice*, stehen diese Gesteine nicht an und stellen höchstens eine Nebenkomponente in der Moräne dar. Zu den interessantesten und außerdem leicht zugänglichen Aufschlüssen zählen jene entlang der Straße nach Bergl/*Dossi* (Abb. 91) im Westen von Maiern/*Masseria* im Ridnauntal.

Grundmoräne ist nur selten aufgeschlossen, etwa im Talschluss des Ratschingstals, nördlich und südlich der Klammalm/*M.ga della Gola* (1925 m). Der bedeutendste Aufschluss entspricht einer Anchnittsböschung auf der Rückseite einer Scheune auf rund 1925 m (Abb. 92). Dabei handelt es sich um einen massigen, matrixgestützten Diamikt mit einer siltigen, schwach sandigen



Abb. 91 - Massiger, matrixgestützter Diamikt, der als Ausschmelzmoräne interpretiert wurde (Ridnauntal-Subsynthem). Ridnauntal, im Westen von Maiern, im Bereich der Örtlichkeit Bergl.

Matrix und einem ausgeprägt niedrigen Verhältnis Klasten/Matrix. Häufig treten gelängte, glatt geschliffene und gekritzte Klasten auf. Im Normalfall sind diese Ablagerungen überkonsolidiert, was bei gering gestörten Aufschlüssen gut zu erkennen ist.

Moräne undifferenziert wurde in jenen Fällen ausgehalten, wo die Aufschlussbedingungen keine präzisere Zuordnung der Sedimentfazies erlaubten, bzw. in seltenen Fällen auch dort, wo beide Arten der oben beschriebenen Diamikte vorkommen, jedoch keine gesicherte Grenze gezogen werden kann. Es handelt sich auf jeden Fall um einen massigen, matrixgestützten Diamikt mit ähnlichen Eigenschaften wie die oben beschriebenen Moränen.

In dieser Einheit wurden auch einige glaziale Ablagerungen (hauptsächlich Ausschmelzmoräne) kartiert, die in Form von Blockgletschern umgelagert wurden. Es handelt sich um eindeutig inaktive Blockgletscher im Ridnauntal (oberhalb der Aglsalm/*Malga dell'Accla*) und in dessen Seitentälern (Tal des Staudenberg Baches/*Rio degli Arbusti* und Tal des Valtigel Baches/*Rio Vallicola*).

Im Allgemeinen zeigen die Ablagerungen des Ridnauntal-Subsynthems Bodenhorizonte Typ A+B von bis zu 60-80 cm; die Blöcke sind diffus mit



Abb. 92 - Massiger, ausgeprägt matrixgestützter und überkonsolidierter Diamikt, der als Grundmoräne interpretiert wurde. Ratschingtal im Norden der Klammalm.

Flechten und häufig, in Abhängigkeit des jeweiligen Vegetationsgürtels, auch mit Gras und Bäumen bewachsen.

Entlang der Haupttalachse des Ridnauntals gibt es nur wenige Moränenwälle, die auf lokale Stände des Talgletschers im Spätglazial hinweisen. Der längste und mächtigste liegt bei Burgstallwald im Westen der Örtlichkeit Opificio bei Maiern (Abb. 93) und wurde bereits in der Vergangenheit beschrieben (SANDER & HAMMER, 1926; CASTIGLIONI, 1930a, Tab. a.T.; KLEBELSBERG, 1953). Der Moränenwall liegt am Ausgang des Lazzacher Tals, auf der linken Talseite, auf einer Höhe zwischen 1600 und 1700 m. Der Moränenwall verläuft quer zum Lazzacher Tal, welcher somit durch den Ridnauntal-Gletscher versperrt sein musste. Zu diesem Zeitpunkt hatte sich der lokale Gletscher im Lazzacher Tal bereits weiter taleinwärts zurückgezogen. In diesen Zeitraum können die Ausschmelzmoränen gestellt werden, die weiter unterhalb bei der Örtlichkeit Bergl/*Dossi*, bzw. auf einer Höhe zwischen etwa 1500 und 1550 m vorkommen. Anhand der Lage der Moränen sollte die Gletscherstirn zu diesem Zeitpunkt etwa bei der Örtlichkeit Braunhofer/*Bruno* oder etwas unterhalb davon gelegen haben. Auf der gegenüberliegenden Seite des Ridnauntals lassen sich die Moränenwälle am Hang unterhalb der Aglsalm/*M.ga dell'Accla* auf etwa 1960 m mit dieser



Abb. 93 - Rechter Seitenmoränenwall des Ridnauntal-Gletschers, der auf eine Vorstoßphase während des Spätglazials zurückzuführen ist (Ridnauntal-Subsynthem). Im Westen der Örtlichkeit Opificio bei Maiern (Ridnauntal).

Phase in Zusammenhang stellen. Es handelt sich um undeutlich ausgebildete, örtlich schwer zu erkennende Formen. Im Lazzacher Tal hingegen kann im Talschluss östlich des Poschhauses/Rif. Posch ein kleiner Moränenapparat der Rückzugsphase ausgemacht werden, wobei die Stirn auf einer Höhe von 2070 m dokumentiert ist (Abb. 94).

Die Mächtigkeit der Ablagerungen reicht von 1 m bis zu rund 70 m.

Im Ratschingstal ist der bereits zitierte (siehe Kap. II) Moränenwall südlich von Fladings/*Vallettina* auf einer Höhe von 1725 m zu erwähnen. Dieser zeichnet die Position des Ratschingstal-Gletschers in einer der ältesten Ruhephasen in der langen Geschichte des Spätglazials im Tal nach.

In zeitlicher Hinsicht werden die Ablagerungen des Ridnauntal-Subsynthems ins Oberpleistozän *p.p.* gestellt.

3.3.1.3. - Pflerschtal-Subsynthem (SGD₂₇)

Die im Pflerschtal-Subsynthem kartierten Ablagerungen kommen im gleichnamigen Einzugsgebiet vor, bzw. im Pflerschtal/*Val di Fleres*. Die



Abb. 94 - Übersicht auf den Talschluss des Lazzacher Tals, wo ein kleiner Moränenapparat ersichtlich ist (m im Bild), der etwa mittig vom Bach eingeschnitten wurde (Höhe der Gletscherstirn: ca. 2080 m). Örtlichkeit Kasten, im Osten der Reste des Poschhauses.

wichtigsten Aufschlüsse finden sich an Straßenanschnitten.

Das Pflerschtal-Subsynthem besteht vorwiegend aus Moräne undifferenziert, seltener kommen Ausschmelzmoräne und Grundmoräne vor.

Die Ausschmelzmoräne besteht aus massigem, matrixgestütztem Diamikt mit variablem Gehalt an sandig-siltiger Matrix. Die Klasten sind zumeist kantig bis kantengerundet. Die lithologische Zusammensetzung spiegelt das Einzugsgebiet wider. Am häufigsten finden sich gebänderte Paragneise, die im Blattbereich verbreitet anstehen, gefolgt von den heterogenen gebänderten Gneisen, die jedoch in den Ablagerungen an den Nord-exponierten Einzugsgebieten fehlen. In den Ablagerungen des Hängetals unterhalb des Hohen Zahns/*Dente Alto* sind bedeutende Anteile an Gabbro (Pflerscher Gabbro) ersichtlich.

Die kartierten Grundmoränenaufschlüsse beschränken sich auf eine Mulde unterhalb der Ochsenhütte/*M.ga dei Bovi*. Der wichtigste Aufriss liegt an der Zufahrtstraße zur Hütte (Abb. 95). Es handelt sich um einen massigen, verdichteten, matrixgestützten Diamikt mit einem niedrigen Verhältnis Klasten/Matrix. Die Matrix ist siltig-sandig. Häufig treten gelängte, glatt geschliffene Klasten auf. Als Gesteinsarten überwiegen gebänderte Paragneise.

Moräne undifferenziert wurde in jenen Fällen gehalten, wo die



Abb. 95 - Matrixgestützter, massiger und überkonsolidierter Diamikt, der als Grundmoräne interpretiert wurde (Pflerschtal-Subsynthem). Pflerschtal, im Osten der Ochsenhütte, auf etwa 1660 m.

Aufschlussbedingungen keine präzisere Zuordnung der Sedimentfazies erlaubten. Es handelt sich auf jeden Fall um einen massigen, matrixgestützten Diamikt mit ähnlichen Eigenschaften wie die eben beschriebenen Moränen. Auf einigen Ablagerungen auf der rechten Talseite (Grubenalpe/*Alpe delle Fosse*, Talschluss des Alriß Baches/*Rio di Alberes*) entwickelten sich Blockgletscher, die mittlerweile als inaktiv einzustufen sind.

Die Mächtigkeit der Moräne reicht in der Regel von etwa einem Meter bis zu mehreren Zehnermetern.

Zu den wichtigsten Moränenapparaten gehört jener entlang der Pflerscher Talachse mit gut sichtbaren Seitenmoränen auf beiden Talseiten. Auf der rechten Seite finden sich die längsten Moränenwälle im N und NW der Grubenalpe/*M.ga delle Fosse*. Hier, sind zwischen 1875 m und 1700 m zwei eng beieinander liegende Moränenwälle erhalten. Einer davon liegt stark zerstückelt vor und wird an mindestens zwei Stellen von der Zufahrtsstraße zur Alm gequert (Abb. 96). Am gegenüberliegenden Hang können vergleichbare, morphologisch kaum hervorstechende Moränenwälle erst oberhalb von 1800 m beobachtet werden, da der Hang im unteren Teil sehr steil und felsig ist. Im Zusammenspiel belegen diese Formen eine Gletscherzunge mit verschiedenen Liefergebieten im Talschluss. Die Gletscherstirn dürfte laut KLEBELSBERG (1953) bis nach Stein oder sehr wahrscheinlich sogar bis unterhalb von Innerpflersch (außerhalb des Kartenblattes) gereicht haben. Durch die Gletscherzunge im Talboden entwickelte sich ein neues Basisniveau, an welches einige kleine, gemischte Fächer anschließen, die aufgrund der postglazialen Erosion nur noch in Resten auf der linken Talseite, im Bereich der zerfallenen Schafhütte/*M.ga delle Pecore* (2116 m) (3 in Abb. 96) und NE von Hinterstein/*Sasso di Dentro* (ca. 1650-1800 m) erhalten sind. Auf der gegenüberliegenden Talseite haben zuerst der Gletscher und im Anschluss die hinterlassenen Moränenwälle zu einer Abriegelung des Maratschbaches/*Rio di Maraccio* geführt. Infolgedessen wurde der Bereich oberhalb davon überflutet und mit Wildbach- und Mursedimenten aufgelandet. Bei der späteren Erosion des Moränenriegels wurden diese Ablagerungen terrassiert. Reste hiervon sind noch heute zu beiden Seiten des Baches erhalten, im S und SW der Grubenalpe. In all diesen Fällen handelt es sich um kiesige Schotter, lokal mit Blöcken und grob geschichtet. Darin eingeschaltet finden sich massige, matrixgestützte Diamikte mit angerundeten bis kantengerundeten Geröllen. Die Mächtigkeit reicht in der Regel von einigen Metern bis zu einigen Zehnermetern.

Ein weiterer, gut erhaltener Moränenapparat befindet sich im Hängetal im Westen des Pflerscher Tribulauns/*Tribulaun di Flères*. Hier kann man im Norden und Osten der Tribulaunhütte/*Rifugio Calciati al Tribulaun* die beiden linken Seitenmoränen des Gletschers aus dem Becken westlich des Sandessees/*Lago Sanes* erkennen (Abb. 97). Es fehlen die dazugehörigen Moränen auf der rechten Seite des Gletschers. Eine Besonderheit ist hier die lithologische Zusammensetzung der Ausschmelzmoräne, die wie bereits erwähnt, durch das Vorkommen von Gabbros gekennzeichnet ist.

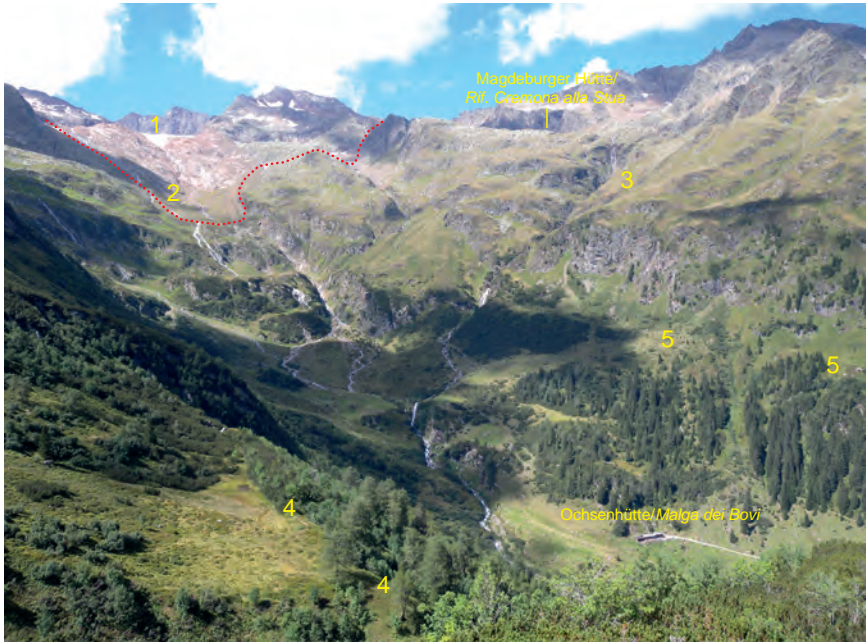


Abb. 96 - Pflerschtal: Überblick auf den Talschluss von der Grubenalm aus gesehen: 1=Feuersteinferner; 2=Position des Feuersteinfernens während der Kleinen Eiszeit (rot gepunktete Linie, Amola-Subsynthem); 3=Reste eines gemischten Hängefächers nahe der zerfallenen Schafhütte (Pflerschtal-Subsynthem); 4=spätglaziale Moränen im NW der Grubenalm (Pflerschtal-Subsynthem); 5=Moränen wie in 4 auf der gegenüberliegenden (linken) Talseite.

In der Regel zeigen diese Ablagerungen Bodenhorizonte Typ A+B von bis zu 70-80 cm Mächtigkeit, die Blöcke sind diffus mit Flechten und häufig, in Abhängigkeit des jeweiligen Vegetationsgürtels, auch mit Gras und Bäumen bewachsen.

Im Einzugsgebiet des Pflerscher Baches umfasst das Pflerschtal-Subsynthem alle glazialen Ablagerungen der letzten Vorstoßphasen der Gletscher, die nach der Zergliederung der Eismassen des LGM in den höheren Tallagen, Trögen und Karen überdauert hatten oder neu gebildet wurden. Zum Zeitpunkt dieser Vorstoßphasen standen die Talgletscher der Haupttäler nicht mehr in Verbindung mit den Gletschern in den Seitentälern. Im vorliegenden Fall reichte der Pflerscher Gletscher in der ältesten Vorstoßphase bis nach Gossensaß/*Colle Isarco*. Zu diesem Zeitpunkt hatte sich der Eisacktaler Hauptgletscher bereits vollständig aus diesem Gebiet zurückgezogen. PENCK (1887 und in PENCK & BRÜCKNER, 1909) ortet die Stirnmoränen des Pflerscher Gletschers südlich von Gossensaß, nahe von Steckholz/*Ceppaia*. In jedem Fall sind im Blattbereich nur Moränenapparate und Ablagerungen zu erkennen, die mit den jüngeren



Abb. 97 - Pflerschtal: Übersicht auf die Tribulaunhütte mit den linken Seitenmoränen des spätglazialen Rückzugsapparates (rechts und im Vordergrund), die auf einen Gletscher mit Akkumulationsbecken im W und NW des Sandesees in Zusammenhang stehen. Rechts sind die Schutthalden an der Basis der Dolomitwände des Pflerscher Tribulauns zu erkennen, bereichsweise von Murgräben durchzogen.

Vorstoßphasen von lokalen Gletscherapparaten in Verbindung stehen.

Alle kartierten Ablagerungen des Pflerschtal-Subsynthems sind zeitlich dem Oberpleistozän *p.p.* zuzuordnen.

3.3.1.4. - Gasse-Subsynthem (SGD₂₉)

Das Gasse-Subsynthem umfasst die Ablagerungen des alten Bergsturzes von Ridnaun. Die Einheit tritt nur im Ridnauntal auf und betrifft den Talboden bei Ridnaun/Ridanna sowie die Hangfußbereiche auf beiden Seiten. In Längsrichtung erstreckt sich die Einheit vom Dorf Ridnaun bis nach Mareit/Mareta, außerhalb des Kartenblattes.

Die besten und mächtigsten Aufschlüsse liegen unterhalb des rechten Einschnitts der Achenrain-Schlucht. Sie sind ab der Böschungskante über zahlreiche unmarkierte Steige am Hang zu erreichen, bzw. vom Grund der Schlucht aus über unmarkierte Steige zugänglich. Weitere bedeutende

Aufschlüsse liegen oberhalb der Landesstraße Nr. 45 im Bereich der Querung des Dorfes Ridnaun sowie an Straßenanschnitten der Forststraßen weiter oberhalb.

Die Zusammensetzung der Ablagerungen reicht von massigen, komponentengestützten Diamikten (Abb. 98a), bis hin zu unterschiedlich großen, auch riesigen ($> 100 \text{ m}^3$) Blöcken. Die Komponenten sind vorwiegend kantig und kantengerundet und bestehen hauptsächlich aus Granatglimmerschiefern und Paragneisen, während Orthogneise, Quarzite, Amphibolite und Marmore seltener vorkommen. Innerhalb der Ablagerung treten auch massige, matrixgestützte Diamikte mit reichlich Matrix aus siltigem und kiesigem Sand auf. Diese Diamikte stammen aus der intensiven Zertrümmerung und Zermahlung der ursprünglichen Gesteine. Innerhalb der Ablagerung treten auch variabel große, bis hunderte von Metern messende, unterschiedlich stark zerlegte Gebirgsschollen auf (Abb. 98d). Die größten Felsschollen wurden in der Kartierung eigens ausgehalten und sind mit der lithologischen Ausgangskennzeichnung und einer Übersignatur von „en-bloc versackten Arealen“ dargestellt.

Daneben finden sich besondere Fazies, wie etwa Brekzien aus zuckerkörnigen bis sub-zuckerkörnigen Dolomitmarmoren an der rechten Flanke der Achenrain-Schlucht. Der Aufschluss erstreckt sich über einige Zehnermeter und befindet sich an einem aufgelassenen Fußpfad in nordwestlicher Fortsetzung der Forststraße Achrain, auf einer Höhe von etwa 1250 m (Abb. 98c). Die Brekzien bestehen aus unregelmäßig gebrochenen Blöcken aus löcherigem Dolomitmarmor. Örtlich sind die Blöcke unregelmäßig mit mikrokristallinem Zement verfestigt. Die Blöcke stammen aus der Zerklüftung und Zerlegung einer ursprünglich mehrere Meter dicken Bank aus Dolomitmarmoren, die während der Ablösung und Platznahme des Bergsturzes im Wesentlichen als Ganzes verlagert wurde, wodurch eine bemerkenswerte Homogenität erhalten geblieben ist. Ein weiterer kleiner Bereich, in dem die Bergsturzablagerung fast ausschließlich aus unterschiedlich großen Marmorblöcken besteht, liegt am Hang oberhalb des Parkplatzes am Ortseingang von Ridnaun, am Beginn der Zufahrt zum Club House. In der Vergangenheit wurden hier Blöcke zur Baukalkgewinnung abgebaut (siehe Kap. VII.5.1.).

Eine besondere Eigenheit der gesamten Bergsturzablagerung ist das lokal signifikante Vorkommen von angerundeten und seltener gerundeten Klasten und Blöcken, die häufig typische Formen eines Gletschertransports zeigen. In einigen Fällen scheinen unregelmäßig ausgebildete Linsen aus einem massigen, matrixgestützten Diamikt glazialen Ursprungs eingelagert zu sein. Diese erstrecken sich wahrscheinlich über mehrere Meter. In jedem Fall wird dieses Material als glazigen interpretiert und sollte im ursprünglichen Abrissbereich vorhanden gewesen sein, bevor es in den Bergsturz mit einbezogen und in die eigentlichen Bergsturzmassen eingegliedert wurde.

Die Abgrenzung im S und SW ist mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, da nur wenige Aufschlüsse vorliegen und künstlich Weideflächen angelegt wurden. Auf jeden Fall reicht die Bergsturzablagerung nicht so weit, wie die Morphologie des Gebietes vermuten lassen würde oder wie in OSTERMANN & SANDERS (2017)

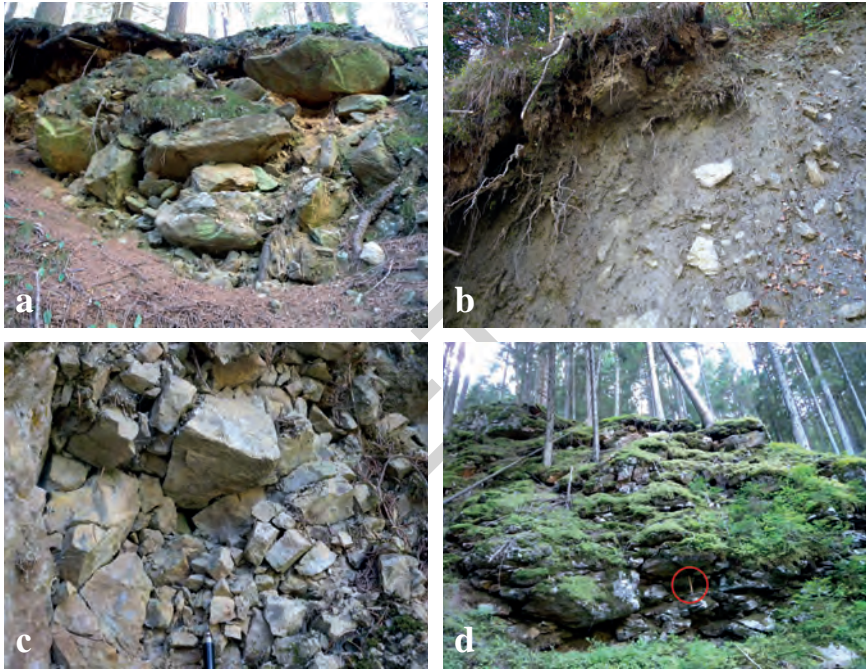


Abb. 98 - Gasse-Subsynthem: a) massiger, komponentengestützter Diamikt unterhalb einer Erosionskante im Norden der Kirche von St. Magdalena; b) massiger, matrixgestützter Diamikt, mit reichlich Matrix aus der vorwiegenden Zertrümmerung und Zermahlung der ursprünglichen Gesteine (rechte Seite der Achenrain-Schlucht auf der Höhe von Plun); c) Brekzie aus zuckerkörnigen und sub-zuckerkörnigen Dolomitarmoren auf der rechten Seite der Achenrain-Schlucht, entlang eines aufgelassenen Steigs auf einer Höhe von etwa 1250 m, hier in Form von kantigen Klasten mit offenem Gefüge und bereichsweise zementiert; d) zerlegte Felsabschnitte mit offenen Klüften, oberhalb des letzten Abschnitts der Forststraße Achrain (rot umrandet ein Hammer als Größenvergleich).

angegeben. Im W und NW von Entholz/Ento wurden Sturzblöcke bis auf eine Höhe von ca. 1460 m, am Übergang zu Moorgebieten oder Gletscherbildungen, festgestellt.

Der nördliche Teil der Bergsturzablagerung zeigt eine gegliederte Morphologie, die durch flache Sattel und seltene Mulden oder Stufen gekennzeichnet ist, wie etwa beim Joggiler/Maso Gasse (Abb. 100). Hier und im Norden von Brischer sind viele kleine Hügel vorhanden. Das Gelände der nördlichen Bergsturzmassen gipfelt im Osten der Kirche von St. Magdalena auf 1425 m und liegt entsprechend um rund 40 m tiefer als die maximale Höhe im südlichen Teil der Bergsturzablagerung.

Die Bergsturzablagerung wird vom Ferner Bach bzw. Ridnauner Bach eingeschnitten. Dadurch entstand die Achenrain-Schlucht (Abb. 99), wenn auch andere Prozesse wie schnelle Erosion und Rutschungen zur Bildung beitrugen.



Abb. 99 - Der Hauptkörper der Bergsturzmassen (Gasse-Subsynthem) von Norden aus bzw. von der Abbruchkante auf der linken Seite des Ridnauntals aufgenommen. Im Vordergrund erkennt man den Graben, der die Murschuttströme am Hangfuß speist. Im Hintergrund liegt die Achenrain-Schlucht, durch welche der Ferner Bach-Ridnauner Bach fließt, mit dem Dorf Ridnaun rechts davon.

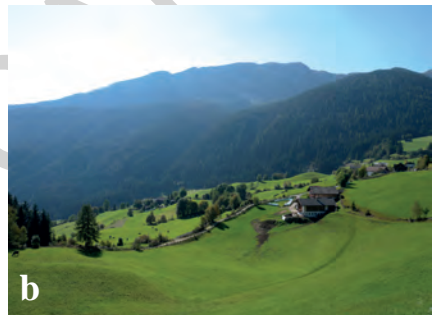


Abb. 100 - a) Die kleine Senke beim Wildnerhof (Durago auf der geologischen Karte, im Vordergrund) auf der Bergsturzablagerung. Man beachte das Fehlen von Felsblöcken auf der Oberfläche, die auf die jahrhundertelange Tätigkeit des Menschen bei der Schaffung und Erweiterung von Weideland zurückzuführen ist; b) eine der wenigen Stellen der Bergsturzablagerung mit kubikmetergroßen Felsblöcken an der Oberfläche (östlich vom Joggiler).

Am Grund der Achenrain-Schlucht ist bereichsweise der Felsuntergrund aufgeschlossen. Auf einer Höhe von 1280 m, im Bereich der letzten Sperre vor der Schlucht, kann man die Untergrenze der Bergsturزابlagerung über dem Felsuntergrund beobachten. Das Festgestein wird hier von Granatglimmerschiefern der Schneeberger Einheit aufgebaut. Entsprechend kann die Mächtigkeit der Bergsturزابlagerung auf mindestens 140-150 m geschätzt werden. Bergsturzmateriel ist auch an der linken Schluchtwand stellenweise aufgeschlossen, insbesondere an der Basis, in Bereichen mit aktiver Erosion oder Nachrutschungen. Immer am linken Hang sind Bergsturzmassen auch in höheren Lagen bis mindestens auf 1700-1750 m hinauf zu erkennen. Dabei handelt es sich um alte Bergsturزابlagerungen, die mit jenen im Talboden gleichgesetzt werden können, da sie örtlich von erhalten gebliebenen Resten alter Murkegel (siehe Kap. 3.4.3.) überlagert werden. Außerdem sind die Bergsturزابlagerungen von tiefen Mur- und Lawinengraben eingeschnitten und erodiert.

Die Mächtigkeit der Bergsturزابlagerung ist nicht im Detail bekannt. Entlang der Talachse wird sie im zentralen Abschnitt auf ca. 170-180 m und jedenfalls maximal 200 m geschätzt.

Die flächige Ausdehnung der Ablagerung auf der rechten Seite des Ridnauner Baches wird auf ca. 2,75 Quadratkilometer⁽²⁾ geschätzt, wobei in die Berechnung auch jene Bereiche mit einbezogen werden, wo die Bergsturzmassen von jüngeren Ablagerungen überdeckt werden. Hierzu zählen auch die Abschnitte mit den lakustrinen Ablagerungen, die hinter dem Bergsturzziegel abgelagert wurden, jedoch nicht die Abschnitte mit Talboden-Alluvionen, da hier keine sinnvolle Zuordnung möglich ist. In Ermangelung von genaueren Informationen zu Tiefe und Verlauf der Untergrenze, führt eine Abschätzung des Volumens schnell zu sehr unterschiedlichen und unsicheren Werten. OSTERMAN & SANDERS (2017) schätzen ein Volumen von 110-120 Mio. Kubikmeter und eine Fläche von 2,4 km².

Der alte Bergsturz von Ridnaun wurde in der Vergangenheit bereits untersucht (vgl. Kap. IV.3). Es ist bekannt, dass er von der linken Talflanke abging, genauer gesagt von unterhalb der Seeberalm, wo die Abbruchkante noch deutlich erkennbar ist (Abb. 101). In diesem Hangabschnitt wurden zwei tiefgründige Massenbewegungen mit unterschiedlichen Entwicklungsstadien erkannt, die zu beiden Seiten des Abbruchgebietes des Bergsturzes liegen. Der Bergsturz stellt somit das finale Stadium einer tiefgründigen Massenbewegung dar (ZORZI, 2013).

Nach ZORZI (2013) ist die Bergsturزابlagerung im Talboden des Ridnauntals aufgrund ihrer Größe und Eigenschaften als *Rock Avalanche* zu klassifizieren. Der Autor geht davon aus, dass sich wesentliche Teile zunächst als tiefgründiges Kippen in Bewegung setzten (*deep-seated toppling failure*) und dann in einen Sturzstrom (*Rock Avalanche*) übergingen.

(2) Bei der Berechnung wurde auch der Teil der Ablagerung berücksichtigt, der im Blatt Nr. 07 Sterzing liegt. Die betroffene Fläche im vorliegenden Kartenblatt beträgt etwa 2,40 km².

Hinsichtlich Ursprung und Entwicklung des Ereignisses ist eine der Hauptfragen die Beziehung zur glazialen Geschichte im Ridnauntal, insbesondere ob spätere Gletschervorstöße die Bergsturzablagerung als Ganzes oder teilweise erfassten, wie in der Vergangenheit von einigen Autoren



Abb. 101 - Übersicht auf die linke Seite des Ridnauntals unterhalb des Wetterspitz und des Seebergspitz (knapp außerhalb des Kartenblattes, östlich des Wetterspitz). Hier ist der Ablösebereich des alten Ridnauner Bergsturzes deutlich zu erkennen. Im oberen Teil der Abbruchkante ist die Erosion stark ausgeprägt, wodurch Murgänge gespeist werden, die sich entlang von großen, deutlich sichtbaren Rinnen und Gräben Richtung Tal wälzen. Am Hangfuß im Vordergrund liegt die Achenrain-Schlucht. Medienarchiv der Landesagentur für Bevölkerungsschutz/ Luca Messina - Autonome Provinz Bozen.

behauptet wurde (siehe zum Beispiel CASTIGLIONI, 1930b). Die Bedeutung der Vorkommen von glazigenem Material innerhalb der Bergsturzablagerung wurde bereits weiter oben behandelt. Es gilt zu betonen, dass auf der Oberfläche der Bergsturzmassen keine Spuren von glazialer Erosion festzustellen sind, genauso wenig Reste einer Grundmoräne oder sonstiger Ablagerungen, die eindeutig einen neuerlichen Vorstoß des Ridnauner Gletschers belegen würden. Das Fehlen von Bergsturzböcken in den meisten Wiesen und Weideflächen wird einzig auf die Tätigkeit des Menschen zurückgeführt.

Es verbleiben hingegen noch einige ungeklärte Aspekte, etwa ob die Bergsturzmassen im Talboden auf ein einziges oder auf mehrere, zeitlich eng aufeinander folgende Ereignisse zurückgehen. Wie bereits erwähnt, ist der mittlere-westliche Abschnitt im Talboden durch eine gut ausgeprägte, scheinbar nicht erosive Furche deutlich in zwei Teile getrennt, was eher für ein mehrphasiges Ereignis sprechen würde. Außerdem ist unklar, warum der Abfluss des aufgestauten Sees über den aktuellen Verlauf des Ridnauner Baches erfolgte, also am linken Talrand und in Richtung des Ablösebereiches, und nicht wie zu erwarten im Bereich der Örtlichkeit Gassenhof, welche eigentlich den tiefsten Punkt der Bergsturzablagerung darstellen würde.

Hinsichtlich der zeitlichen Eingliederung des Bergsturzes fällt diese zweifellos ins Spätglazial, da sie vor der Aufstauung des Sees erfolgte, dessen Sedimente datiert wurden (siehe Kap. 3.4.3.) und deren Ablagerung bereits vor 13.000 Jahren einsetzte.

3.4. - ALPINES POSTGLAZIALES SYNTHEM

3.4.1. - *Allgemeiner Überblick*

Das Alpine Postglaziale Synthem (PTG) umfasst sämtliche Sedimente nach der Hauptvergletscherung (LGM) und der späteren Rückzugsphasen gegen Ende des Oberpleistozäns. Die Untergrenze ist klar diachron ausgebildet, die Obergrenze wird hingegen von der Geländeoberkante gebildet. Diese Einheit umfasst zeitlich alle Sedimente zwischen dem Oberpleistozän und heute.

Die Eigenschaften der Einheit sind praktisch die gleichen wie im angrenzenden Blatt 013 „Meran“, wovon sie die Fortsetzung in Richtung Norden darstellt. Sie entspricht in ihrer Definition der Postglazialen Einheit von BINI *et alii* (2004), hinsichtlich der Eigenschaften der diskontinuierlichen Grenzflächen hingegen dem Po-Synthem, das vorwiegend in den Blättern im Bereich der Poebene Anwendung findet.

Für die weitere Unterteilung dieses Synthems sind die holozäne Gletscherentwicklung und im Besonderen die Vorstoßphase der sogenannten Kleinen Eiszeit von zentraler Bedeutung, ebenso wie die nachfolgende Entwicklung bis heute.

3.4.2. - Holozäne Gletscherentwicklung und Kleine Eiszeit

Im Südtiroler Abschnitt des Kartenblattes liegen einige der wichtigsten Gletscher des Landes. Sie treten in den Passeirer Alpen (linke Seite des Pfelderer Tals/*Val di Plan* und Talschluss des Seeber Tals) und in den westlichen Stubaier Alpen/*Alpi Breonie* (Talschluss des Pflerschtals/*Val di Flères*, des Ridnauntals/*Val Ridanna* und der Timmelsalm/*Valle del Tumulo*) auf. Die Erstreckung der Gletscher ist noch immer bemerkenswert, besonders in den Stubaier Alpen, wo sich einer der größten Gletscher der italienischen Ostalpen, der Übeltalferner/*Ghiacciaio di Malavalle*, befindet. Er liegt in einem großen Becken und ist höhenmäßig mehrfach gestaffelt mit mehreren, mehr oder weniger steilen Stufen zwischen den verschiedenen Becken. Die Gletschermasse wird von Felsspornen unterbrochen und von Seracs begrenzt, welche die Lage der Felsstufen deutlich anzeigen. Nahezu alle Gletscher im Kartenblatt sind als Kargletscher zu klassifizieren, sofern man diesen Begriff auch auf undeutliche Karformen oder Senken innerhalb größerer Kare ausdehnen kann. Der Übeltalferner ist aus der Vereinigung von solchen Kargletschern entstanden, die den gesamten Talschlussbereich des Ridnauntals ausfüllten. Eine weitere Besonderheit, die bereits CASTIGLIONI (1930b) für die Stubaier Gletscher hervorhob und die auch auf die Gletscher der Passeirer Alpen ausgedehnt werden kann, ist der geringe Anteil an Obermoräne. Nach dem Autor hängt dies teilweise damit zusammen, dass am Rand der Gletscher nur geringe Felsflächen frei liegen. Dieser Umstand hat sich allerdings in der Zwischenzeit durch den Rückzug der Gletscher geändert, wohingegen das Geröll auf den Gletschern weiterhin spärlich vorhanden ist. Daher sind andere Gründe anzunehmen, die wohl vor allem im Zustand des Gebirges und in der Rolle des Permafrosts zu suchen sind.

Im Kartenblatt gibt es heute noch insgesamt 19 Gletscher, wobei viele davon sehr klein sind. Daneben gibt es einige Ansammlungen von Eis und Schnee, die Relikte von ehemaligen Gletschern darstellen (z.B. Reaten Ferner/*Ghiacciaio meridionale del Capro* im Bereich der Timmelsalm). Zur Zeit der Kartierungen von Bruno Castiglioni (1926-1929) wurden im Blattgebiet an die dreißig Gletscher gezählt, dazu kamen 4-5 Eis-Schnee-Felder als Relikte von früheren Gletschern, die bereits zu Beginn des letzten Jahrhunderts oder sogar schon früher abgeschmolzen waren (siehe Tab. 1 und Abb. 102). Außerdem war schon damals klar, dass einige Gletscher noch in der jüngeren Vergangenheit eine deutlich größere Ausdehnung aufwiesen oder aus dem Zerfall größerer Gletscherapparate hervorgingen, wie etwa die Gwinges-Gletscher im Pflerschtal oder die Egeten-Gletscher im Talschluss der Oberen Senner Egeten. Das Vorhandensein von gut erhaltenen, grundsätzlich nicht bewachsenen Moränenwällen deutet auf einen Gletschervorstoß in der jüngeren Vergangenheit hin, der in der Regel auch von historischen Nachweisen bestätigt wird. Es handelt sich dabei um die letzten Phasen der so genannten Kleinen Eiszeit (*Piccola Età Glaciale* - PEG), die im Kartenblatt gut belegt ist. Diese Phase entspricht einem generellen Vorstoß der Gletscher, der allerdings von Berggruppe zu Berggruppe und zuweilen von Gletscher zu Gletscher unterschiedlich stark ausgeprägt sein kann. Zeitlich

gesehen liegt die Kleine Eiszeit etwa zwischen dem 16. und der Mitte des 19. Jahrhunderts.

Nach dem letzten Hochstand der Kleinen Eiszeit um das Jahr 1850 gab es eine allgemeine Rückzugsphase, unterbrochen von kurzen Vorstößen in den Jahren 1891-1895 sowie während und kurz nach dem Ersten Weltkrieg. In den darauffolgenden Jahrzehnten und bis in die heutige Zeit hat der Rückzug mit unterschiedlicher Geschwindigkeit wieder Oberhand gewonnen. In der Folge verschwanden zahlreiche Gletscher. Dieser Umstand geht aus auch den glaziologischen Berichten und dem Kataster der italienischen Gletscher (*Catasto dei Ghiacciai Italiani*) von 1957-58 (C.N.R., C.G.I., 1962), sowie dem Gletscherinventar der Autonomen Provinz Bozen von 2006⁽³⁾ (im Folgenden als „Südtiroler Gletscherinventar 2006“ bezeichnet) und einer jüngeren Zählung aus dem Jahr 2015 (SMIRAGLIA & DIOLAIUTI, 2015) hervor.

In der Tabelle 1 sind alle Gletscher aufgelistet, die ab den 30er Jahren des letzten Jahrhunderts bis heute dokumentiert sind. Es sind jeweils die italienische und deutsche Bezeichnung angegeben sowie die Kennziffer im *Catasto dei Ghiacciai Italiani* gemäß dem Kataster von 1957-58 und späteren Anpassungen. Die Tabelle enthält auch die Gletscher, die mittlerweile abgeschmolzen sind (SMIRAGLIA & DIOLAIUTI, zit.). In Abb. 102 sind neben den in Tab. 1 angeführten Gletschern auch jene dargestellt, die am Höhepunkt der Kleinen Eiszeit vorhanden waren. Unter den kleinen Gletschern in der Tabelle finden sich auch Formen, die aus dem Zerfall von vormals größeren Gletschermassen stammen, deren Lage und Ausdehnung nicht gesichert sind. Dazu zählt der „Pflerscher Ferner“, der im 1^o *Catasto dei Ghiacciai Italiani* von PORRO (1925) erwähnt und von CASTIGLIONI (1930b) zwischen dem Feuersteinferner/*Ghiacciaio di Montarso* und dem Stubenferner/*Ghiacciaio della Stua* im Pflerschtal geortet wurde. Ebenfalls im Pflerschtal beschreibt PORRO (zit.) das Vorhandensein eines weiteren (kleinen) Gletschers, den „Gruneser Ferner“ (*G. di Gruneser*), dessen Lage jedoch nicht bestimmt werden konnte. Derselbe Autor berichtet über einen „Schwarzsee Ferner“ (*G. del Lago Nero*) im Lazzacher Tal (Einzugsgebiet des Ridnauner Bachs), der nirgendwo sonst erwähnt wird, aber mit dem fälschlich georteten „Moarerweißen Ferner“ (*G. d. Punta Bianca del Massaro*) (Id. 20 in Tab. 2) übereinstimmen könnte. Schließlich erscheint das Vorhandensein von kleinen Gletschern im Ridnauntal im S und SE der Aglsspitz/*Cima dell'Accla* (3034 m) eher unwahrscheinlich, da sie nur im „Südblatt (Hochstubaier)“ der „Karte der Stubaier-Alpen“ (D.u.Ö.A., 1937) erwähnt werden, nicht aber in den älteren Kartenwerken verzeichnet sind. Auf ähnliche Weise wird die Information in der 2. und 3. Ausgabe der I.G.M.-Karte Blatt 4 I-NO *Montarso* als fehlerhaft erachtet, wonach ein Gletscherapparat oberhalb des Pfunsee/Lago del Forno aufscheinen würde.

(3) Autonome Provinz Bozen, Amt 26.4 - Hydrographisches Amt; Titel Datensatz: Hydrologie: Gletscherinventar 2006.

Tab. 1 - Hauptgletscher im Kartenblatt, am Höhepunkt der Kleinen Eiszeit sowie heute.

Id	N° Kataster	Einzugsgebiet	Gebirgsgruppe	Italienischer Name	Deutscher Name
1	854	Pfelderer Bach	Passeirer Alpen	G. delle Anime	<i>Platt Fr.</i>
2	855	Pfelderer Bach	Passeirer Alpen	V. del Campo di Sabbia (G. di Plan)	Plan Fr. (Sandfeld Fr.)
3	856	Pfelderer Bach	Passeirer Alpen	G. del Toro	Hangerer Fr. (<i>Stier Weide Fr.</i>)
4	857	Pfelderer Bach	Passeirer Alpen	G. delle Vacche (*)	<i>Kuh Alpe Fr. (*)</i>
5	858	Seeber Bach	Passeirer Alpen	G. del Lago Orientale †	<i>Grubspitz-Gletscher †</i>
6	859	Seeber Bach	Passeirer Alpen	V. del Lago Centrale	Östlicher Seewer Fr. (<i>Säberspitz Fr.</i>)
7	860	Seeber Bach	Passeirer Alpen	V. del Principe (G. del Lago Occid.)	Westlicher Seewer Fr.
8	861	Seeber Bach	Passeirer Alpen	V. dei Granati (<i>G. delle Granate</i>)	Granaten Fr.
9		Seeber Bach	Passeirer Alpen	<i>G. di Campo #</i>	#
10	862	Timmelsbach	Stubai er Alpen	G. destro di Croda Nera †	Schwarzwand Fr.
11	863	Timmelsbach	Stubai er Alpen	G. sinistro di Croda Nera †	
12	864	Timmelsbach	Stubai er Alpen	G. d. Punte Alte †	<i>Hohe Stellen †</i>
13	865	Timmelsbach	Stubai er Alpen	G. Occid. d. Capro (G. Alto)	Roten Fr. (Hoch Fr.)
14	866	Timmelsbach	Stubai er Alpen	G. d. Capro Sud (<i>G. Merid. del Capro</i>) †	<i>Reaten Fr. †</i>
15	867	Timmelsbach	Stubai er Alpen	V. Alta (G. del Tumolo) †	Hoch Fr. (<i>Timmels</i> o Schwarzspitz Fr.) †
16	868	Timmelsbach	Stubai er Alpen	V. Nera (G. delle Rocce Bianche)	Timmelsferner (<i>Karlweissen Fr.</i>)
17		Bach des Langen Tals	Stubai er Alpen	G. del M. Agnello #	Höhl o <i>Kitzkogl Fr. †</i>
18		Bach des Langen Tals	Stubai er Alpen	<i>G. a sud del M. Agnello #</i>	†
19	869	Trüberseebach	Stubai er Alpen	G. dell'Erpice destro †	Senneregeten Fr. †
20	870	Trüberseebach	Stubai er Alpen	G. d. Punta Bianca del Massaro †	<i>Moarerweissen Fr. †</i>
21	871	Trüberseebach	Stubai er Alpen	G. dell'Erpice sinistro †	Senneregeten Fr. †
22	872	Trüberseebach	Stubai er Alpen	G. del Dosso †	Nock Fr. (<i>Norken Fr.</i>) †
23	873	Trüberseebach	Stubai er Alpen	G. Orientale del Capro	Hangender Fr. (Botzer Fr.)
24	874	Trüberseebach	Stubai er Alpen	G. Parete Alta	
25	875	Ferner Bach	Stubai er Alpen	V. di Malavalle	Übeltal Fr.
26		Ferner Bach	Stubai er Alpen	Vedretta piana (Gh. Piano)	Ebener Fr.
27	876	Ferner Bach	Stubai er Alpen	V. Pendente	Hangender Fr. (+Geißwand Fr.)
28	877	Pflescher Bach	Stubai er Alpen	V. di Gavnigues (G. orient. di Gavnigues) †	Oestl. Gwings Fr. †
29	878	Pflescher Bach	Stubai er Alpen	G. centrale di Gavnigues †	Zentr. Gwings Fr. †
30	879	Pflescher Bach	Stubai er Alpen	G. occid. di Gavnigues †	Westl. Gwings Fr. †
31	880	Pflescher Bach	Stubai er Alpen	V. di Montarso	Feuerstein Fr.
32	881	Pflescher Bach	Stubai er Alpen	V. della Stua	Stuben Fr. (<i>Schneespitzgletsch.</i>)
33		Pflescher Bach	Stubai er Alpen		<i>Gruneser</i>
34		Pflescher Bach	Stubai er Alpen		Pflescher Fr.

Legende: Id: fortlaufende Nummer, auch in Abb. 102 verwendet; italienischer/deutscher Name: in schwarz die Namen aus dem *Elenco dei ghiacciai italiani* (PORRO, 1925), aus dem *Catasto dei Ghiacciai Italiani* von 1957-58 (C.N.R., C.G.I., 1962), aus dem Südtiroler Gletscherinventar 2006 und aus dem neuen *Catasto dei Ghiacciai Italiani* (SMIRAGLIA & DIOLAIUTI, 2015). G. = Gletscher; V. = *Vedretta* (Ferner); Fr. = Ferner; † = abgeschmolzener Gletscher im Kataster von 1957-58 (C.N.R., C.G.I., 1962); † = abgeschmolzener Gletscher im Südtiroler Gletscherinventar 2006; † = abgeschmolzener Gletscher im Kataster von 2015 (SMIRAGLIA & DIOLAIUTI); # = Gletscher, der bereits am Ende des 19. -Beginn des 20. Jahrhunderts als abgeschmolzen galt; (*) Gletscher, der im *Catasto dei Ghiacciai Italiani* von 1957-58 als abgeschmolzen aufscheint, aber nicht mehr in den folgenden Inventaren. In *blau* und kursiv sind die Namen angegeben, die nur von CASTIGLIONI (1928 und 1930b) verwendet oder zitiert wurden; in *rot* und kursiv jene, die einzig von PORRO (1925) verwendet oder zitiert wurden.

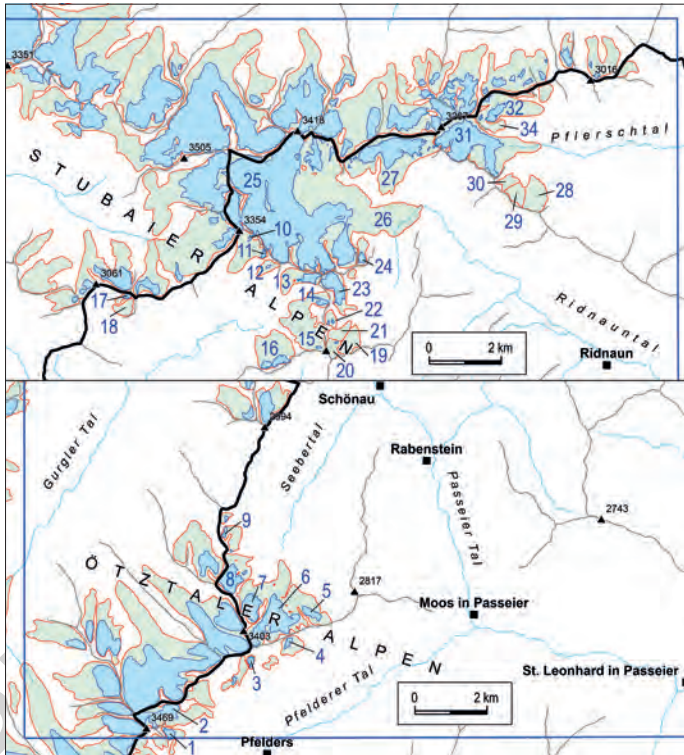


Abb. 102 - Vergleich der heutigen Gletscher (cyanfarbene Flächen mit blauem Umriss) mit den Eismassen am Höhepunkt der Kleinen Eiszeit im 19. Jahrhundert (hellgrüne Flächen mit rotem Umriss). Die schwarze Linie im Bereich der regionalen Wasserscheide stellt die Staatsgrenze zwischen Italien und Österreich dar. Datenquellen: Für den italienischen Teil stammen die Grenzen der heutigen Gletscher aus den CARG-Kartierungen, während jene der Kleinen Eiszeit aus KNOLL et alii (2009) entnommen sind und angepasst wurden; für den österreichischen Teil stammen die Grenzen der heutigen Gletscher aus dem Datensatz in BUCKEL J. & ORTO J.-C. (2018), während jene der Kleinen Eiszeit aus dem Datensatz in GROSS G. & PATZELT G. (2015) entnommen wurden, mit einigen Vereinfachungen und Anpassungen aus darstellerischen Gründen.

3.4.3. - Alpines Postglaziales Syntem (PTG): undifferenzierte Ablagerungen

Alluviale Ablagerungen und Wildbachablagerungen, Schwemmfächer

Alluviale Ablagerungen finden sich vor allem im Talboden der Passer, des Ratschinger Baches und des Ridnauner Baches. Daneben kommen Alluvionen in den Talsohlen der wichtigsten Seitenbäche vor, wo sie in unregelmäßigen, geringmächtigen und lateral gering ausgedehnten Ablagerungen über dem

Felsuntergrund liegen. In einigen wenigen Fällen sind sie im Bereich von Hängetrögen vorhanden, wo sie Mäander-Ebenen (z.B. obere Timmelsalm, Abb. 103) oder verflochtene Fließinnen (z.B. Aglsboden im Ridnauntal, Abb. 104) bilden und oft mit randlichen Mooregebieten einhergehen.

Die schönsten Aufschlussprofile finden sich in der Regel im Bereich von Schottergruben. Die bedeutendsten Gruben befinden sich in der Nähe von St. Leonhard in Passeier, wo der Abbau von alluvialen Ablagerungen bereits seit mehreren Jahrzehnten erfolgt (siehe Kap. VII.5.1.). Weitere wichtige Aufschlüsse ergeben sich durch Erosionsanbrüche bzw. an Terrassenkanten (Ridnauntal, Ratschingstal, etc.). Einige davon werden nachfolgend im Detail beschrieben.

Aufgrund des vorherrschenden Wildbachtransports sind die alluvialen Sedimente meist grobkörnig ausgebildet und bestehen aus steinigen Kiesen mit Blöcken, sandigen Schottern sowie Kies-Sand-Gemischen. Es handelt sich um massige bis grob geschichtete Ablagerungen mit imbrikativen Klasten, die auf hochenergetische Transportbedingungen zurückzuführen sind. Der Ablagerungsraum ist gekennzeichnet durch verflochtene Fließrinnen (*braided river*), mit einer deutlich überwiegenderen fluviatilen Rinnenfazies gegenüber der Barrenfazies. Die Komponenten sind im Allgemeinen gut gerundet. Die



Abb. 103 - Übersicht auf die mäandrierende Flussebene bei Ober Krumpwasser; man beachte die zahlreichen Moore am Rand der fluviatilen Sedimente (z.B. 1). Timmelsalm (hinteres Passeiertal).



Abb. 104 - Überblick auf die miteinander verflochtenen Rinnen der alluvialen Ebene des Fener Baches, Aglsboden. Im SW (rechts im Bild) wird sie von zahlreichen Murschutfächern (1) oder gemischten Fächern (2), die oftmals miteinander verschmelzen, begrenzt; Im NW kann man den distalen Teil eines gemischten Fächers einsehen (3) und im Süden davon das Seggenmoor ausmachen (4), eines der schönsten Beispiele eines perfluviatilen Moors im ganzen Kartenblatt. Im Hintergrund besteht eine der ältesten Sperren Südtirols (5). Ridaunental.

lithologische Zusammensetzung spiegelt das jeweilige Einzugsgebiet wider. Örtlich kann der Eintrag aus erodierten, älteren glazigenen Ablagerungen auch vorherrschen, wodurch Gesteinstypen vertreten sind, die im unmittelbaren Einzugsgebiet nicht vorkommen.

Sandige Sedimente treten lokal in Form von eingeschalteten Linsen auf oder sind am Top der grobkörnigen Schotter als Bedeckung infolge von Überflutungsereignissen vorhanden. Diese Überflutungsfazies wurde eigens ausgehalten, sobald eine nennenswerte Mächtigkeit und eine signifikante laterale Erstreckung erreicht werden.

Im Bereich der hinteren Timmelsalm treten bei Unter- und Oberkrumpwasser kleine Flussebenen mit mäandrierendem Bachlauf auf, die von Mooren gesäumt sind. Letztere liegen im Bereich von Senken im Felsuntergrund und/oder in den darüber liegenden glazialen Ablagerungen (Abb. 103). Hier treten sandige Ablagerungen auf, die mit Silten und Moortorfen verzahnen (Abb. 105b), sowie Schotter in Rinnenfazies und Mäanderbarrenfazies (Abb. 105a).

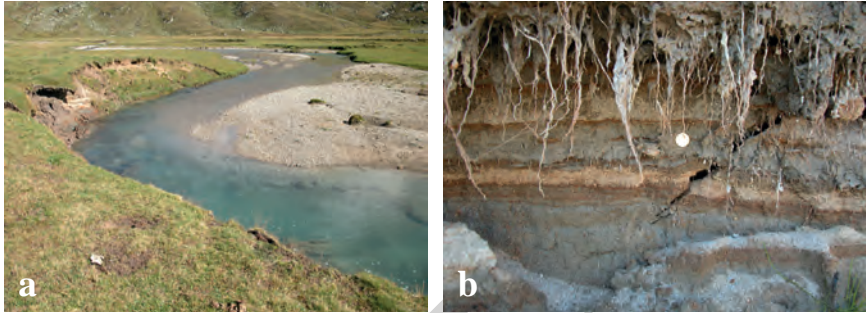


Abb. 105 - a) Unterkrumpwasser (Timmelsalm, s. Abb. 104): rechts eine Mäanderbarre aus mittelbis feinkörnigen, sandigen Kiesen; linkerhand erodiert der Fließkanal den Uferbereich aus feinen, siltig-sandigen Ablagerungen mit Torfeinschlüssen, wodurch die Böschung abrutscht; b) Detail der anerodierten Fazies bestehend aus feinsandigen und siltigen Sedimenten von grauer und gelblich-brauner Farbe mit dünnen, braunen Torfeinschlüssen.

Hangseitig der Verebnungen kommen im Zustrombereich des Timmlerbachs/*Rio del Tumulo* auch kleine, sehr flache Schwemmfächer vor, die vorwiegend aus Kies und Steinen aufgebaut werden. Eine weitere, glazial ausgeschürfte Senke ist der sogenannte Aglsboden/*Piano dell'Accla* im Ridnauntal (Abb. 104), der ebenfalls zum Teil mit alluvialen Ablagerungen aufgefüllt wurde. Es handelt sich um eine Ebene mit einem verzweigten Fließbrunnensystem, das vorwiegend von Schmelzwasser des Übeltalferners/*Ghiacciaio di Malavalle* und des Hangenden Ferners/*Vedretta Pendente* gespeist wird. Daneben fließen noch der Trüberseebach/*Rio del Lago Torbo*, der Abfluss des Pfunrsees/*Lago del Forno* sowie kleinere Bachläufe mit ein. Eine Besonderheit im Aglsboden ist die markante Gradierung der Korngröße in vorwiegender Längsrichtung der Ebene, wodurch die morphodynamischen Eigenschaften des Hauptlaufs und in der Folge die morphologische Ausbildung der Ebene beeinflusst werden (vgl. LUCHI *et alii*, 2007). Die feinkörnigsten Ablagerungen in Form von Sanden treten im distalen Bereich der Ebene auf, oberhalb der Sperre (Abb. 104, Position „5“), die in den Jahren 1879-1880 errichtet wurde, um Überschwemmungen im Falle eines Auslaufens des Eissees (siehe Kap. 3.4.3.2.) entgegenzuwirken, welche im vorhergehenden Jahrhundert mehrmals das gesamte Ridnauntal heimsuchten (PALLA, 2014). Sandige bis kiesig-sandige Ablagerungen treten auch beim Deltasystem im Anstrombereich des Trüben Sees/*Lago Torbo* auf (Abb. 106).

Im Passeiertal sind in den Schottergruben südlich von St. Leonhard in Passeier (Abb. 107a) grob geschichtete, imbricate Schotter mit Blöcken und seltenen, sandigen Einschaltungen aufgeschlossen. Die Blöcke können einen Durchmesser von bis zu 80 cm und sehr selten bis knapp einem Meter aufweisen. Über den Schottern liegt häufig eine bis zu 0,8-1,2 m mächtige Deckschicht aus Sanden (Abb. 107b). Dies spiegelt sich auch im Flurnamen „Sand“ wider,



Abb. 106 - Überblick auf den Trüben See von Westen aus, in der Nähe des Wanderweges 33A, aufgenommen. Auf der rechten Seite erkennt man den Hauptzufluss des Sees von Süden (rechts im Bild) kommend, mit einer sichtbar getrübbten Wasserführung, woher auch der Name des Sees rührt. Der Bach hat ein richtiges Delta in den See hinein geschüttet, welches allmählich mit einem weiteren Delta-Kegel-System von Murgängen aus der Ostseite der Senke verschmilzt.

der einen breiten Streifen im Talboden, neben der S.S. 44 Jaufenpass zwischen St. Leonhard in P. und dem historischen Gasthaus Sandwirt bezeichnet.

Wie bereits in Kap. II erwähnt, ist der Talkessel von St. Leonhard in P. durch mindestens drei Terrassenstufen gekennzeichnet, von denen die zwei ältesten auf postglaziale Prozesse zurückgeführt werden können. Die ersten Terrassenstufen sind auf eine rezente Aktivität zurückzuführen und zeichnen sich durch etwa 1-5 m hohe Böschungen im Talboden und bis zu 8-10 m hohe Böschungen im distalen Teil der Fächer aus. Die auftretenden Alluvionen ähneln jenen im heutigen Bachbett des Walten Bachs/Rio di Valtina. Aus Bohrprofilen von Bohrungen zur neuen Umfahrung von St. Leonhard in P. geht ein vermehrt sandiger Anteil hervor, sodass die bedeutendste Fazies aus Kiesen und Sanden besteht, mit eingelagerten Steinen und lokal auch Blöcken.

Die zweiten Terrassen betreffen nur den distalen Teil der Kegelreste des Walten Bachs (Friedhof, Andreas Hofer Str. - Kohlstatt) und liegen rund 20-30 m über dem heutigen Talboden. In diesem Bereich bestehen die Ablagerungen aus mittel- und grobkörnigen, grob geschichteten, steinigen Kiesen mit bis zu 60 cm großen Blöcken (Abb. 107c). Die Schichtung ist örtlich gut ausgebildet und wird durch Texturvariationen und eine Imbrikation der geplätteten Klasten unterstrichen. Untergeordnet treten kiesig-sandige Lagen sowie Linsen aus

mittel- bis bis grobkörnigen Sanden auf. Die Klasten bestehen überwiegend aus Paragneisen und untergeordnet aus Orthogneisen und Glimmerschiefern. Seltener sind Amphibolite, Quarzite, Kalkschiefer und andere Lithologien vertreten. Die Klasten sind oberflächlich angewittert und zeigen einen gelblich-braunen Belag. Außerdem sind zergrusende Orthogneisklasten sowie stark verwitterte Gerölle von Biotitparagneisen und Glimmerschiefern zu erkennen. Diese Sedimente können dem ältesten Abschnitt des Holozäns zugeordnet werden.

Terrassierte Alluvionen kommen auch im Ratschingstal vor. Wie bereits in Kap. II erwähnt, sind unterhalb der Örtlichkeit Plattner/*Plat* undeutlich terrassierte, alluviale Ablagerungen vorhanden. Weitere Sedimente dieser Art befinden sich auf der linken Seite des Bacheinschnittes oberhalb von Bichl/*Colle*, in einer Position rund 10-15 m über dem heutigen Bachbett des nahegelegenen Ratschinger Baches. In einem Böschungsanschnitt an der Landesstraße Ratschings, im ESE der Örtlichkeit Binder, konnten die unterschiedlichen Fazies genauer untersucht werden. Es handelt sich um grob geschichtete und imbricate, schwach sandige Schotter mit angerundeten bis gerundeten Klasten. Das Geröllspektrum umfasst Paragneise, Marmore und Orthogneise, welche die lithologische Zusammensetzung des Einzugsgebietes widerspiegeln. Die beschriebenen Ablagerungen stellen eine Ruhephase im Zuge der allgemeinen, erosiven Eintiefung dar, welche den heutigen Bachlauf bewirkte. Zu jenem Zeitpunkt lag das lokale Basisniveau deutlich über dem heutigen, nachdem wie in Kap. II erwähnt, das Tal genau in diesem Abschnitt durch einen Bergsturz (siehe Kap. 3.4.3.) und die darüber aufschüttenden Kegel versperrt war.

Für das Seeber Tal und das Ridnauntal stehen Daten zur durchschnittlichen Rate der Wildbacherosion bzw. Taleintiefung zur Verfügung. Im Seeber Tal liegt oberhalb von 1954 m eine kleine Schwemmebene mit verflochtenen Rinnensystemen innerhalb einer glazial ausgeschürften Senke. An der Westseite der Ebene befindet sich ein schmales Terrassenband mit einer bis zu 3 m hohen, fluviatilen Erosionsböschung (Abb. 107d). Die Sedimente im Bereich der Böschung bestehen hauptsächlich aus grob geschichteten Schottern mit sandigen Taschen und Linsen. In letztere sind bisweilen zentimeterdicke Lagen mit reichlich organischem Material eingeschaltet. Im Allgemeinen handelt es sich um Wildbachablagerungen, die feinkörnigen Fazies können jedoch auf Überflutungsereignisse mit einer Tendenz zu Stillwasser- und Moorbedingungen zurückgeführt werden. Einige Kohlereste aus einer Tiefe von 0,5 m unterhalb der Terrassenkante ergaben kalibrierte Alter zwischen 6430 und 6270 Jahren BP (Tab. 2, Probe LTL16123A). Somit erfolgte die Aufschotterung in der Schwemmebene auch noch zum Zeitpunkt des Klimaoptimums im Atlantikum.

Noch zahlreicher sind die Altersbestimmungen im Ridnauntal. Bei einem Aushub am Fuß der lakustrinen Terrasse bei Ridnaun, im Bereich des Parkplatzes des Sonklarhofes, wurden graue, sandige Ablagerungen festgestellt, die reich an Pflanzenresten wie Treibholz, Baumrinde, Zapfen usw. sind. Zwei Holzproben wurden aus Tiefen von 2,5 bzw. 2 m unter GOK entnommen. Sie lieferten

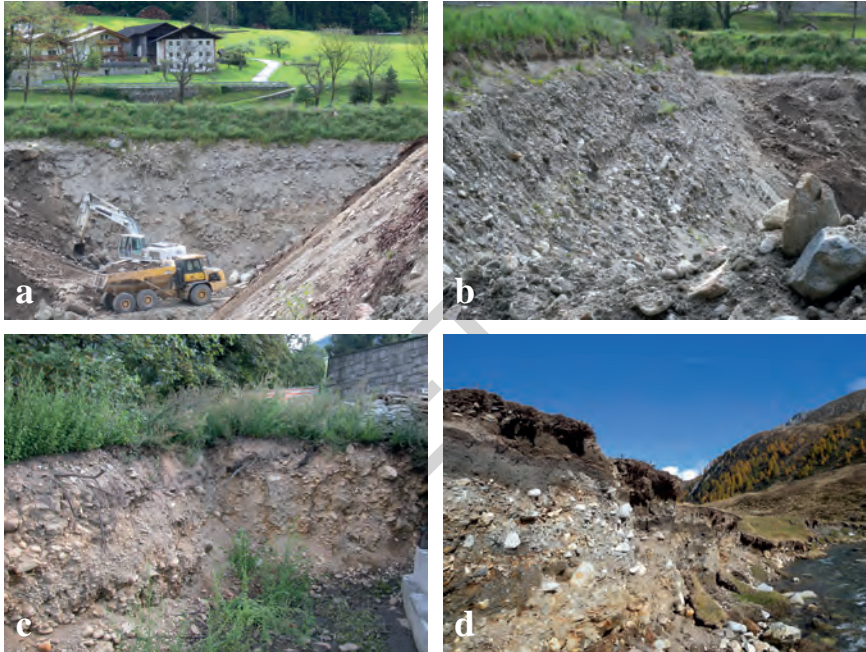


Abb. 107 - Alluviale Ablagerungen: a) östliche Böschung in der Schottergrube Gandellen (St. Leonhard in P.) im Mai 2016, ca. 12 m hoch und durch grob geschichtete Schotter mit Blöcken gekennzeichnet; b) der nördliche Böschungsanschnitt in der Schottergrube Gandellen von der Seite gesehen. Man beachte eine Sandlinse (dünnes, dunkelgraues Band) sowie im oberen Teil eine Deckschicht aus Sanden (Mächtigkeit 0,5-0,8 m), die teilweise vom Grasbewuchs verdeckt wird; c) grob geschichtete und imbricate Schotter in einer Baugrube in der Nähe des Friedhofs von St. Leonhard in P., auf einer Höhe von ca. 685 m; d) Erosionsböschung am Seeber Bach auf einer Höhe von 1963 m (Seeber Tal); der Aufschluss besteht aus grob geschichteten Schottern mit sandigen Taschen und Linsen sowie dünnen, organogenen Zwischenlagen.

kalibrierte Altersangaben, die von der Römerzeit (Tab. 2, Probe LTL15431A) bis ins Hochmittelalter als zeitliche Obergrenze (Tab. 2, Probe LTL15432A) reichen. Weniger als 500 m in südöstlicher Richtung verläuft der Entholzbach/Rio di Ento, der die lakustrine Terrasse von Ridnaun einschneidet und in zwei Teile trennt. An der Basis des Bacheinschnittes sind undeutlich terrasierte, gut geschichtete, kiesig-sandige fluviatile Ablagerungen vorhanden. Auf der orographisch rechten Bachseite ist auf ca. 1330 m ein kleiner Erosionsanbruch vorhanden, der eine schmale Bachterrasse in den oben beschriebenen Ablagerungen offenlegt. In einer Tiefe von 1,7 m unterhalb der Terrassenkante wurden hier Kohlen entnommen, die ein unkalibriertes Alter von 1000 ± 45 Jahren BP lieferten und somit dem Zeitintervall von 908 bis 1158 n. Chr., also zwischen dem Hoch- und dem Spätmittelalter, zuzuordnen sind.

Tab. 2 - Zusammenstellung der Ergebnisse der AMS ^{14}C -Datierungen, die an Proben aus verschiedenen Ortschaften auf Blatt „St. Leonhard in Passeier“ durchgeführt wurden. Alle Höhenangaben sind absolut.

Anzahl Analyse	Ortschaft	Höhe (m ü.d.M.)	Tiefe (m unter GOK)	Kennzeichnung Einheit	Fazies	Untersuchtes Material	^{14}C -Alter in Jahren BP $\pm 1 \sigma$	Kalibriertes Alter (%) in Jahren BP $\pm 2 \sigma$ (95,4 %) (%)
LTL5208A	Pfelderer Tal, Zagl Höfe	1421	-0,1	PTG	begrabener Bodenhorizont	Holz	5386 \pm 45	6008-6082 (16%) 6101-6159 (17%) 6170-6287 (66%)
LTL15426A	Pfelderer Tal, Zagl Höfe	1421	-0,1	PTG	Murablagerung	Holz	5534 \pm 45	6223-6230 (1%) 6276-6409 (99%)
LTL5209A	Pfelderer Tal, Zagl Höfe	1418	0	PTG	Murablagerung	Holz	5530 \pm 45	5991-6216 (95%) 6239-6271 (5%)
LTL15427A	Pfelderer Tal, Zagl Höfe	1420	0	PTG	Murablagerung	Holz	5512 \pm 45	6214-6242 (7%) 6269-6404 (93%)
LTL5210A	Ridnauntal, SW von Kirche St. Magdalena	1330,5	-0,1	PTG	fluvial	Kohlereste	1000 \pm 45	792-982 (99%) 1037-1042 (1%)
Ua-40389	Ridnauntal, E von Lechner	1389,0	-0,1	PTG	Murablagerung	Kohlereste	990 \pm 30	798-870 (40%) 898-961 (60%)
LTL15428A	Ridnauntal, Bohrung Rid 6	1305,2	-9,3	PTG	lakustrin	Pflanzen reste unb.	10412 \pm 90	11989-12567
LTL15429A	Ridnauntal, Bohrung Rid 6	1303,1	-11,4	PTG	lakustrin	Pflanzen reste unb.	10511 \pm 90	12113-12670
LTL15445A	Ridnauntal, E von Untergerine	1343	-0,2	PTG	begrabener Bodenhorizont	Holz	128 \pm 45	7-49 (16%) 52-152 (42%) 171-280 (41%)
LTL16120A	Ridnauntal, Sandböden	2143	-2	PTG ₁	begrabener Bodenhorizont	Pflanzen reste unb.	723 \pm 45	562-593 (13%) 636-733 (87%)
LTL16121A	Ridnauntal, Sandböden	2142,9	-2,1	PTG	begrabener Bodenhorizont	Holz	764 \pm 45	656-770 (99%) 775-781 (1%)
LTL16123A	Seeber Tal (Hinteres Passeiertal)	1959,8	-0,5	PTG	fluvial	Kohlereste	5546 \pm 45	6278-6413 (99%) 6430 (1%)
LTL17002A	Ridnauntal	1460,8	-3,2	PTG	fluvial	Kohlereste	4705 \pm 45	5320-5424 (51%) 5433-5487 (23%) 5507-5581 (27%)
LTL17003A	Ridnauntal	1470,2	-2,8	PTG	fluvial	Kohlereste	3926 \pm 60	4159-4172 (1%) 4176-4202 (3%) 4225-4522 (96%)
LTL15431A	Ridnaun, E Sonklarhof	1313,7	-2,5	PTG	fluvial	Pflanzen reste + Holz	2045 \pm 60	1872-2152
LTL15432A	Ridnaun, E Sonklarhof	1314,2	-2	PTG	fluvial	Pflanzen reste unb.	1490 \pm 60	1299-1447 (77%) 1451-1522 (23%)
LTL15433A	Ridnaun, E Sonklarhof	1328,6	-1,5	PTG	lakustrin	Moor stengel	2177 \pm 45	2055-2322
LTL15444A	Ridnaun, E Sonklarhof	1329,0	-1,75	PTG	lakustrin	Pflanzen reste unb.	2232 \pm 45	2148-2342
LTL15434A	Ridnaun, E Sonklarhof	1329,5	-1,3	PTG	lakustrin	Pflanzen reste unb.	2241 \pm 45	2152-2342
Beta - 322008	Hinteres Passeiertal, Gander Berg	1163,9	-5,0	PTG	Bergsturz	Holz	3000 \pm 30	3075-3252 (94%) 3297-3325 (6%)
Beta - 322009	Hinteres Passeiertal, Gander Berg	1399,3	-10,7	PTG	Begrabener Bodenhorizont im Bergsturz	Kohlereste	4100 \pm 30	4452-4462 (1%) 4520-4656 (66%) 4667-4707 (10%) 4756-4811 (23%)
Beta - 322010	Hinteres Passeiertal, Gander Berg	1399,3	-10,7	PTG	begrabener Bodenhorizont im Bergsturz	Holz	280 \pm 30	155-166 (2%) 284-334 (40%) 350-437 (57%) 446-452 (1%)
LTL18659A	Ridnauntal, Lechner	1418	-1,3	PTG	Murablagerung	Kohlereste	4299 \pm 45	4278-4750 (1%) 4820-4976 (97%) 5016-5032 (2%)
LTL18660A	Ridnauntal, Sonklarhof	1341,5	-2,2	PTG	lakustrin	Kohlereste	1232 \pm 45	1060-1275

(*) Kalibriertes Alter mittels Programm CALIB rev 7.1 (STUIVER *et alii*, 2019)

Daten aus dem Untergrund des Passeiertals und Ridnauntals

Die Tiefe des Felsuntergrundes ist im Passeiertal und im Ridnauntal nur an wenigen Stellen bekannt.

Im Becken von St. Leonhard in Passeier deuten zahlreiche Felsaufschlüsse zu beiden Seiten des Walten Bachs, oberhalb der Querung der S.S. 44 Jaufenpass, darauf hin, dass die Breite des zusedimentierten Bacheinschnittes der Passer wenig mehr als 300 m beträgt. Felsaufschlüsse auf der orographisch linken Seite der Passer, im Bereich des neuen Kreisverkehrs der Umfahrung von St. Leonhard in P. und etwas weiter unterhalb davon, machen deutlich, dass der Bach einem epigenetischen Einschnitt folgt und dass das alte, begrabene Bachbett unmittelbar östlich dran anschließen dürfte, etwa im Bereich zwischen der Umfahrungsstraße und der S.S. Nr. 44 Jaufenpass (ungefähr zwischen der Andreas-Hofer-Str. und Kohlstatt). Der epigenetische Taleinschnitt ist auf den Vorstoß des Kegels des Walten Baches zurückzuführen, der die Passer auf die rechte Talseite drängte und dort zur Eintiefung am Hangfuß führte. Bei Erkundungsbohrungen zur oben erwähnten, neuen Umfahrungsstraße wurde der Felsuntergrund im Bachbett der Passer in einer Tiefe zwischen 5 und 12 m unter GOK erkundet. Im Bereich der Einmündung des Walten Bachs in die Passer liegt der Felsuntergrund auf -7 m unter GOK (646,6 m ü.d.M.), während er 125 m weiter südlich auf -11,5 m unter GOK (643,2 m ü.d.M.) angetroffen wurde. Bereits wenige Zehnermeter weiter östlich, an der Umfahrung von St. Leonhard in P., durchörterte eine weitere Bohrung alluviale Ablagerungen bis in eine Tiefe von 15 m, ohne den Felsuntergrund zu erreichen, der somit unterhalb von 641 m ü.d.M. liegt. Aus den Bohrprofilen folgt, dass die alluvialen Ablagerungen im Talboden hauptsächlich aus Kiesen und Sanden mit Steinen und Blöcken bestehen, mit Linsen und Lagen aus kiesigen Sanden, seltener aus reinen Sanden oder zuweilen schwach siltigen Sanden.

Westlich von St. Leonhard in P., am Übergang zum mittleren Passeiertal, steht der Fels bereichsweise zu beiden Seiten des Talbodens an und bisweilen sogar im Talgrund. Oberhalb von Mur (ca. 720 m ü.d.M.) ist der Fels nahezu durchgehend aufgeschlossen. Die alluvialen Ablagerungen in der Talsohle dürften somit im Allgemeinen geringe Mächtigkeiten aufweisen.

Daten zur Mächtigkeit der Talbodenalluvionen liegen für das Ridnauntal vor, wo am linken Ufer des Ridnauner Bachs, im NE des Fußballplatzes von Ridnaun, eine Rotationskernbohrung gezielt hierfür abgeteuft wurde. Die Bohrung mit der Bezeichnung RID 6 (siehe Abb. 113) durchörterte für 2,4 m Kiese mit schwach siltigen Sanden und einem geringen Steinanteil, von dunkelgrau-brauner bis dunkelgelb-brauner Farbe (10YR 4/2-4/4 der *Munsell Soil Color Charts*). Die überwiegend gerundeten bis angerundeten Klasten bestehen ausschließlich aus Metamorphiten, bzw. aus lokalen Gesteinstypen (silberfarbene Glimmerschiefer, Paragneise, Quarzite, etc.). Die Untergrenze dieser alluvialen Ablagerungen ist erosiv zu den horizontal geschichteten Silten und Sanden lakustrinen Ursprungs (siehe Unterkapitel „*Seeablagerungen und Delta-Kegel-Formen*“).

Moorablagerungen, Moore und Torfe

Die Moore und Torfe im Kartenblatt, ob entwässert oder nicht, liegen außerhalb der Haupttalsohlen, in charakteristischen, geologischen und geomorphologischen Bereichen, die nachfolgend beschrieben werden. Es sei betont, dass zahlreiche Mooregebiete aus Maßstabsgründen nicht kartographisch ausgehalten werden konnten. In diesem Zusammenhang verweisen wir auf den Datensatz „Geschützte Landschaftselemente“ im *Geobrowser Maps* der Autonomen Provinz Bozen und das „Kataster der Moore und Feuchtgebiete Südtirols“ von GÖTTLICH (1991), welches periodisch aktualisiert wird und auch im Geobrowser aufgerufen werden kann (Datensatz „Feuchtgebiete“).

Im Blattbereich bestehen die kartierten Moorablagerungen fast vollständig aus Torfgebieten, die als Niedermoore⁽⁴⁾ klassifiziert werden können. Nur ein kleiner Teil des Biotops „Entholzmoos“ bei Ridnaun zeigt in seiner Entwicklung eine Tendenz zum Hochmoor (HOLZMANN, 2014), weshalb wir hier von einem Übergangsmoor sprechen. Ein weiteres Übergangsmoor, der „Distelbrunner“, befindet sich im SW des Rinner Sattels (westlich des Jaufenpasses) (Abb. 108). Etwa ein Drittel der im Kartenblatt erfassten Moore und Feuchtgebiete liegen auf der rechten Seite des Ratschingstals. Dieser bemerkenswerte Reichtum hängt mit günstigen morphologischen Bedingungen (Mulden, flache Hangabschnitte) und zahlreichen Quellaustritten sowie diffusen Wasservorkommen zusammen.

Im Allgemeinen handelt es sich fast ausschließlich um noch aktive Torfgebiete, d.h. um Gebiete mit einer entsprechenden Vegetationszusammensetzung und anhaltender Torfbildung. Die Torfmoore bestehen an der Oberfläche aus einer hygrophilen, teppichartigen Vegetation (Sauergrasgewächse, Süßgräser, Moose, Torfmoose usw.), die mit ihren abgestorbenen Resten den Torf bildet. Letzterer sammelt sich im Untergrund in Form von verfilzten Wurzeln, Stängeln, Kutikula usw. (Abb. 109). Der Grad von Humifizierung und Verdichtung nimmt mit der Tiefe zu. Die anorganische Fraktion, die hauptsächlich aus Silt, Sand und zuweilen feinkörnigem Kies besteht, kann sowohl fehlen oder in vernachlässigbaren Mengen vorhanden sein, als auch einen bedeutenden Anteil stellen. In letzterem Fall kann sie mit der organischen Fraktion vermischt sein, in der Regel bildet sie aber unterschiedlich mächtige Einschaltungen (Abb. 105b). Dies geschieht unter bestimmten Bedingungen, etwa bei angrenzenden Hangschutthalden, Murkegeln oder gemischten Fächern. Vorwiegend erfolgt der anorganische Eintrag allerdings, wenn die Moore am Rande von Schwemmebenen liegen (perifluviatile Torfe, siehe weiter unten). Dies ist der Fall von Ober Krumpwasser

(4) Nieder- oder Flachmoore stehen im Zusammenhang mit einem über- oder unterirdischen Wasserabfluss an den Hängen, bzw. mit einem Anstieg des Grundwasserspiegels in Bodensenken. Im Gegensatz dazu sind Hochmoore nicht an Grundwasser gebunden und werden ausschließlich über Niederschlag gespeist; außerdem bewirkt die organische Torfablagerung viele kleine Aufwölbungen in Form von Kissens, die sich über dem Grundwasserspiegel entwickeln. Übergangs- oder Zwischenmoore zeigen gemischte oder kleinräumig wechselnde Eigenschaften der oben beschriebenen Moortypen (siehe z.B. MINELLI, 2008).



Abb. 108 - Übersicht auf das Übergangsmoor „Distelbrunner“ vom Rinner Sattel aus gesehen (westlich des Jaufenpasses). Im Hintergrund, von links erblickt man die Hirzer-Gruppe (Sarntaler Alpen) mit dem Verstadl Spitz (2495 m) und das Passeiertal, am rechten Bildrand erspäht man einen Blick auf die Texelgruppe.

(hintere Timmelsalm), wo die entsprechenden Ablagerungen als „Torf vermischt mit Silt und Sand kartiert“ wurden.

Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen reicht von weniger als 1 m bis zu ca. 6-7 m in Bereichen mit verfügbaren Daten aus dem Untergrund.

Lakustrine Ablagerungen im Wechsel mit Moorablagerungen bilden nahezu vollständig die Verfüllung des Stubensees im hinteren Pflerschtal. Hier treten neben weiten Torfbereichen hauptsächlich Sandablagerungen auf.

In stratigraphischer Hinsicht liegen nur wenige Erkenntnisse zu diesen wichtigen Bereichen vor, die durch Pollenanalysen und ^{14}C -Datierungen ergänzt werden.

Im Seeber Tal (Hinteres Passeiertal) untersuchten G. BERGAMO DECARLI & D. RIGOTTI (1983) ein kleines Torfgebiet südlich des Seebersees/*Lago dell'Alpe*, auf einer Höhe von 2075 m (Abb. 110). Das Torfmoor liegt isoliert auf glazialen Ablagerungen. Es wurde ein 1,3 m tiefer Schurf ausgeführt, der eine Torfabfolge mit örtlichen Stämmen und Zapfen von *Pinus cembra* zu Tage brachte. An der Schurfsohle wurden Bildungen angetroffen, die aufgrund ihrer Zusammensetzung („Ton, Sand und Kies“) einer allgemeinen glazialen Fazies zugeordnet werden können. Zwei ^{14}C -Datierungen wurden an der Basis und etwa in der Mitte des Torfhorizontes durchgeführt und ergaben unkalibrierte Alter von 5790 ± 215



Abb. 109 - Torf aus vorwiegend verfilzten Wurzeln und Torfmoosen im Moor „Ebilas Boden“ (die Höhe des Anschnitts beträgt etwa 60 cm). Ratschinger Tal, im Süden der Äußeren Wumblsalm, auf einer Höhe von 2025 m.



Abb. 110 - Der Seebersee mit einem offenen Ausblick in Richtung Süden. Angrenzend zum See befindet sich das Torfgebiet, das die Ränder des Beckens besiedelte und im Laufe der Zeit den See schrumpfen ließ. Östlich des Sees (links) ist ein länglicher Hügel (1) zu erkennen, der auf der Oberseite teilweise unbewachsen ist und aus Eisrandsedimenten aufgebaut wird (siehe Kap. 3.3.1.1.). Die Ziffer (2) bezeichnet die im Text genannte Probenahmestelle von BERGAMO DECARLI & RIGOTTI (1983).

bzw. 3830 ± 70 Jahren BP. Aus diesen Daten errechnet sich eine durchschnittliche Sedimentationsrate von $0,2 \text{ m}/1000 \text{ Jahren}$, mit niedrigeren Raten um $0,13 \text{ m}/1000 \text{ Jahre}$ im oberen Abschnitt und nahezu einer doppelten Rate in der unteren Hälfte. Die Datierung an der Basis des Torfniveaus belegt, dass die Moorentwicklung während des Atlantikums einsetzte. Das Pollenspektrum deutet auf mindestens drei Perioden einer Klimaverschlechterung sowie auf eine Periode mit signifikanter Verbesserung im Sub-Boreal hin, begleitet von einem Anstieg der Baumgrenze, was durch einen datierten Baumstumpf von *Pinus cembra* gut dokumentiert ist.

Eine weitere Untersuchung erfolgte am Torfmoor beim „Seemoos“, auf 2150 m Höhe bei St. Martin am Schneeberg (hinteres Passeiertal) (BERGAMO DECARLI, 1993; Abb. 111). Es handelt sich um ein Kesselmoor, das durch das Vorkommen von *Eriophorum angustifolium*, *Carex nigra* und *Eriophorum scheuchzeri* gekennzeichnet ist. Die Arbeit unterstreicht die menschgemachte Prägung des Moores infolge von Aushüben, Zuschüttungen mit Abraummateriale, Entwässerungen, usw. Nach Auffassung des Autors dürfte sogar die Entstehung des Stillgewässers auf eine anthropogene Einwirkung zurückgehen. Auf jeden Fall wurde in einem Schurf an der Basis des nördlichen Beckenrandes ein 1,5 m mächtiges Torfniveau freigelegt, welches über einer kolluvialen „Lage aus heterogener Brekzie und Sand“ liegt. Innerhalb der Torfe treten vergleichbare Lagen auf, die örtlich mit Holz- und Rindenresten einhergehen. Eine ^{14}C -Datierung an der Basis des Torfniveaus ergab ein unkalibriertes Alter von 7030 ± 65 Jahren BP (BERGAMO DECARLI, zit.). Entsprechend kann der Beginn der Entstehung des Torfmoores zeitlich ins frühe Atlantikum gestellt werden. Bezüglich der Untersuchungen an Pollen und der entsprechenden Ergebnisse wird auf die Publikation verwiesen.

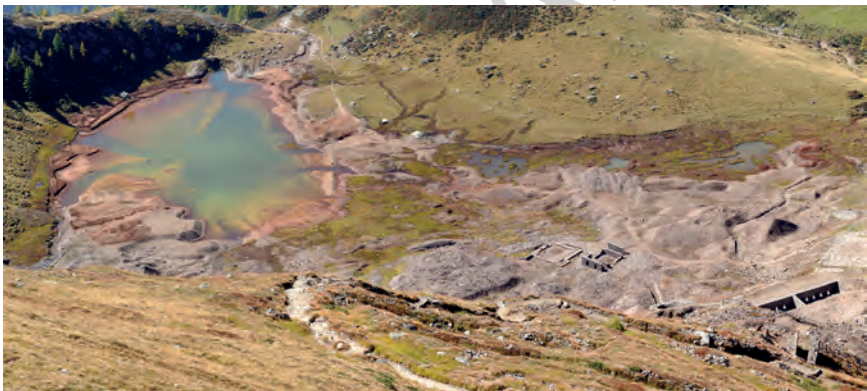


Abb. 111 - Das Niedermoor beim Seemoos vom darüber liegenden Hang aus aufgenommen. Es handelt sich um ein Kesselmoor (siehe Text), das durch den Bergbau stark in Mitleidenschaft gezogen wurde. St. Martin am Schneeberg (hinteres Passeiertal).

Von besonderem Interesse ist das Moor „Kurzmoos“ im Osten von Schönau (hinteres Passeiertal), auf 1820 m. Zusammen mit den benachbarten Mooren (aus Maßstabsgründen auf der Karte nicht dargestellt) stellt es ein schönes Beispiel von einem Kesselmoor dar, das in einem großen Zerrgraben einer tiefgründigen Massenbewegung liegt. Das Interesse rührt von der Arbeit von STUMBÖCK (2000) her, der eine Abfolge aus Torfmoosen (0-5 cm u. GOK), Torf (5-380 cm u. GOK) und Mudde (*Gyttja*) (~380-454 cm u. GOK) beschreibt, welche auf Tonsedimenten (454-500 cm u. GOK) aufliegt und die gesamte Zeitspanne von der Älteren Dryas bis ins Subatlantikum abdeckt. Die Studie stützt sich auf eine Pollenanalyse, auf eine Bewertung der makroskopischen Pflanzenreste und auf insgesamt 10 ¹⁴C-Datierungen. Die älteste Datierung (14.290 Jahre BP) ist eine der wenigen verfügbaren Altersbestimmungen am Beginn des Spätglazials im Bereich der Zentralalpen. Die durchschnittliche Sedimentationsrate beträgt knapp 0,3 m/1000 Jahre, mit Spitzenwerten von bis zu 0,8 m/1000 Jahren während der letzten 500 Jahre, bzw. sehr niedrigen Wachstumsraten im mittleren Atlantikum. Die durchgeführten Datierungen liefern auch Hinweise über die Entstehung der Mulden und Vertiefungen, die später von der hygrophilen Vegetation besiedelt wurden, und somit indirekt über die Hangstabilität. Fast alle Torfmoose in diesem Gebiet, die im Biotop „Schönauer Moose“ zusammengefasst werden, betreffen längliche, grabenförmige Vertiefungen, die als Nackentälchen im Zusammenhang mit einer langsamen Verformung des gesamten Hanges stehen. Die Tatsache, dass das Torfmoor „Kurzmoos“ vor mehr als 14.000 Jahren entstanden ist, belegt auch, dass die Strukturen der Massenbewegung noch früher entstanden sind.

Seeablagerungen und Delta-Kegel-Formen

Die größten Seeablagerungen im Kartenblatt liegen im Anstrombereich des alten Ridnauner Bergsturzes (siehe Kap. 3.3.1.4.), wo das ursprüngliche Auflandungsniveau noch deutlich anhand der Terrassen zu erkennen ist. Die Terrassen wurden zwar mehr oder weniger umgeformt, auf der rechten Talseite sind sie jedoch noch recht gut erhalten. Es handelt sich um Terrassen derselben Ordnung, die von 1360 m knapp unterhalb von Maiern bis zur kleinen Kirche von St. Magdalena, auf einer Höhe von ca. 1340 m, reichen. Der Talrichtung folgend ergeben sich daraus Böschungshöhen von 3 bis 20 m. Die Untergrenze der lakustrinen Ablagerungen zum Bergsturzmateriale ist beim Lettn Häusl zu erkennen (siehe Abb. 99), wo eine kleine Terrasse fast in der Talmitte auftritt. Beim Aushub für den Hausbau wurden lakustrine Ablagerungen freigelegt, die vorwiegend aus laminierten Silten bestehen, während im Norden und Westen davon Blöcke des alten Bergsturzes zum Vorschein kamen. Die Untergrenze der Seeablagerungen konnte auch an weiteren Stellen bei Aushubarbeiten festgestellt werden (siehe weiter unten). Auf der linken Seite des Ridnauntals tritt nur eine einzige Terrasse zwischen den Örtlichkeiten Braunhofer/*Bruno* und Gesille auf.

Sie entspricht dem Gegenstück auf der anderen Talseite bzw. der Terrasse von Gewinges, liegt jedoch um 4-5 m tiefer. In beiden Fällen sind die Terrassen durch steinige und sandige Kiese gekennzeichnet (siehe Bohrung RID3 in Abb. 113), die auf Wildbachablagerungen bzw. auf einen Übergang zu einer Delta-Ebene zurückzuführen sind.

Es sind nur sehr wenige natürliche Aufschlüsse vorhanden, etwa im NW des Dorfes Ridnaun, am Fuß der Terrasse, wie bereits in OSTERMANN & SANDERS (2017) beschrieben. Weitere, stark anerodierte Aufschlüsse befinden sich auf der linken Seite des Entholzbachs, auf der Böschung im Norden und Osten der Terrasse. Die wichtigsten Erkenntnisse liefern hingegen Bohraufschlüsse und Untersuchungen der Bohrkern in diesem Gebiet (Abb. 112 und 113) sowie direkte Beobachtungen im Zuge des Grabenaushubs im Juli 2011 zur Verlegung von Rohrleitungen für ein Fernheizwerk, welcher einen Einblick in den gesamten Terrassenkörper nördlich des Sonklarhof-Parkplatzes lieferte.

Anhand der Auswertung der Bohrungen und der Sedimentaufschlüsse bzw. der anthropogenen Anschnitte konnten folgende Fazies oder Fazies-Vergesellschaftungen unterschieden werden:

1) „Fazies a“: überwiegend mittel- bis grobkörnige Sande, es kommen aber auch kiesige (Abb. 114a) bis stark kiesige Sande (Bohrung RID 7) vor, mit kantengerundeten bis gerundeten Klasten ($\phi_{\max} = 2,5$ cm) aus Glimmerschiefen und Paragneisen. Der Übergang zur darunter liegenden Fazies ist allmählich und es ist eine gewisse inverse Gradierung erkennbar. Diese Fazies

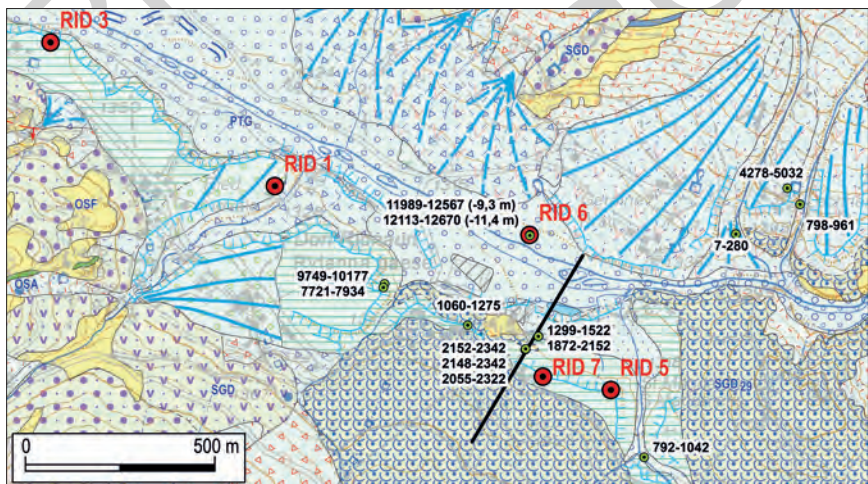


Abb. 112 - Ausschnitt aus der geologischen Karte eines großen Abschnitts des Ridnauntals, mit den durchgeführten Bohrungen im Talboden (in rot) und der Lage der Proben mit ^{14}C -Datierungen (grün). Neben diesen ist das kalibrierte Alter (cal. yr BP, 2 σ , siehe auch Tab. 2) angegeben. Die gerade schwarze Linie markiert den Verlauf des Querprofils in Abb. 116.

liegt östlich des Sonklarhof-Parkplatzes unterhalb der ersten 2-3 m von der Terrassenoberfläche, wo sie stellenweise aufgeschlossen ist. Dabei handelt es sich um eine niederenergetische Strömungstransportfazies mit Einträgen aus dem Entholzbach, und zwar zu einer Zeit, als der Bach die Terrasse noch nicht eingeschnitten hatte und das Basisniveau mit der Terrassenoberfläche übereinstimmte.

2) „**Fazies b**“: Silte und Feinsande in variablem Verhältnis. Sie zeigen eine dünne, planparallele Lamination, die oft durch Gefüge- und/oder Farbvariationen unterstrichen wird. Im oben erwähnten Aushub kommen diese Fazies in Form von millimeterdicken (1-4 mm), planparallel laminierten Rhythmiten von grauer und hellgrauer Farbe vor. Die dünnen Lagen bestehen jeweils aus schwach tonigen oder tonigen Silten mit einem Anteil aus größeren Sedimenten (meist sandigem Silt) (Abb. 114b). Es ist nicht geklärt, ob die Rhythmite jeweils einen Jahreszyklus beschreiben und als echte Warven betrachtet werden können. In den Bohrungen eng mit dieser Fazies verbunden, wenn auch weniger häufig, ist die „**Fazies c**“ aus schwach siltigen Feinsanden mit undeutlicher Schichtung. In den Bohrprofilen stellen die Fazies b und c den Großteil der Bohrkerne (mit Ausnahme der Bohrung RID 3). Das Ablagerungsmilieu ist typisch lakustrisch mit einer langsamen Sedimentation in einem stehenden Gewässer.

3) „**Fazies d**“: graue, mittelfeine bis feine, schwach siltige Sande. Darin eingeschlossen sind eine etwas gröbere Kornfraktion aus kantengerundeten Klasten von Glimmerschiefern ($\phi_{\max} = 7$ cm) und zahlreiche Pflanzenreste (Holz, Zweige, usw.) (Abb. 114c). Sie bilden seltene, geringmächtige (selten bis zu 12-15 cm) Linsen innerhalb der Fazies „b“ und „c“. Sie werden als turbiditische Ablagerungen interpretiert, wobei das Material aus dem Seeufer stammt.

4) „**Fazies e**“: Kiese mit Sanden. Es handelt sich vorwiegend um mittelfeine Kiese ($\phi_{\max} \geq 8$ mm) mit angerundeten Klasten aus Glimmerschiefern und Paragneisen. Diese Fazies wurde nur im Bohrprofil RID 1 in den obersten 4 m angetroffen. Darunter folgt in der Bohrung bis in ca. 10 m unter GOK eine weitere Fazies („**Fazies f**“) aus meist mittel- bis grobkörnigen Sanden, örtlich mit eingelagerten Kiesen. Diese geht nach unten durch Wechsellagerung in „Fazies c“ über. Die Bohrung RID 1 liegt auf der linken Seite des Valtigel Baches/*Rio Vallicola*, knapp oberhalb der Terrassenkante. Die Terrasse beschreibt hier einen sanften Kegel, der im axialen Bereich eingeschnitten ist. Man kann jedoch diesen Kegelrest mit dem gegenüberliegenden auf der rechten Seite des Valtigel Baches verbinden, welcher ebenfalls über dem heutigen Talboden liegt. Die oben beschriebenen Fazies werden als Fazies des Valtigel Baches interpretiert, die in einer Art Delta-Kegel in den See hinein abgelagert wurden, zu einem Zeitpunkt, als das Basisniveau deutlich über dem heutigen lag.

5) „**Fazies g**“: grobkörnige Schotter (Kies mit Sand und Steinen) mit angerundeten Komponenten aus Granatglimmerschiefern, Paragneisen usw. Diese Fazies ist in der Terrasse beim Braunhofer/*Bruno* und auf der gegenüberliegenden Talseite bis nach Ried/*Novale* vorhanden. Im Bohrprofil RID 3 wurden noch grobkörnigere Schotter mit Blöcken bis zu 0,5 m Durchmesser

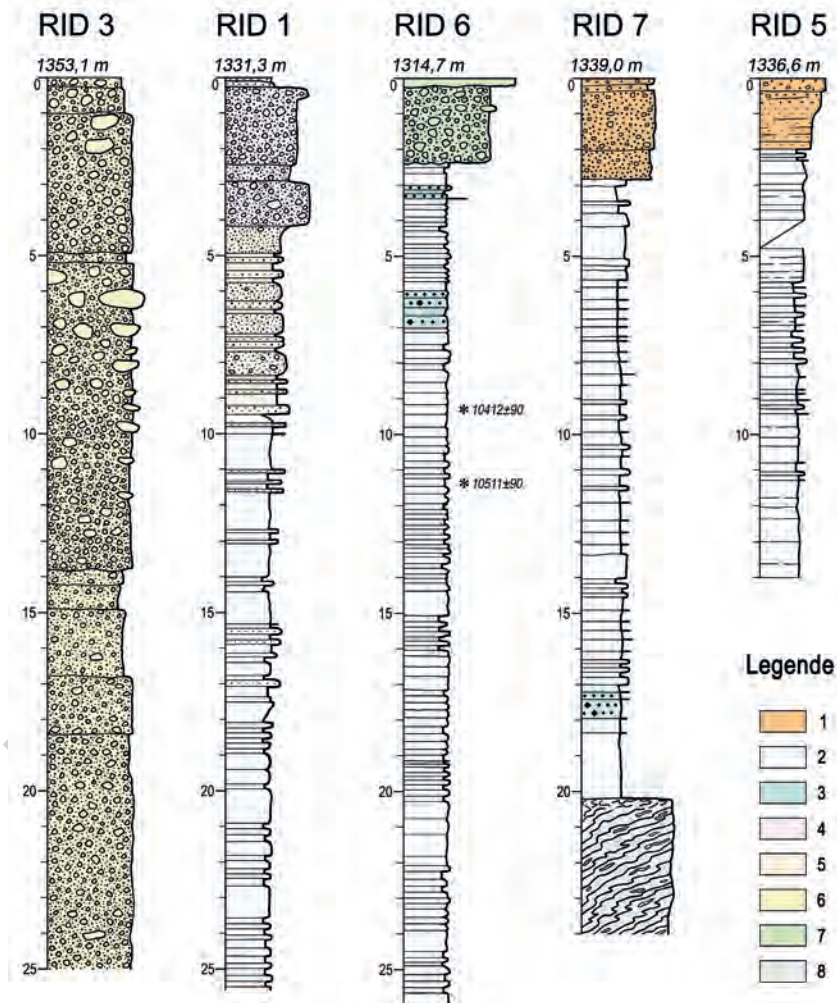


Abb. 113 - Schichtprofile der im Ridnaunental abgeteufeten Bohrungen im Bereich oberhalb des alten Ridnauner Bergsturzes (Gasse-Subsynthem), in den fluvialen und lakustrinen Ablagerungen des aufgestauten Sees (Alpines Postglaziales Synthem). Die Profile sind von taleinwärts nach talauswärts dargestellt. Legende: 1 = überwiegend mittel- bis grobkörnige Sande, kiesig bis stark kiesig („Fazies a“); 2 = Silte in Wechselgerung mit feinen, planparallel dünn geschichteten Sanden („Fazies b“), vergesellschaftet mit schwach siltigen Feinsanden mit undeutlicher Schichtung („Fazies c“); 3 = mittelfeine, schwach siltige Sande mit eingelagerten Klasten und Pflanzenresten („Fazies d“); 4 = Kiese mit Sanden („Fazies e“); 5 = mittel- bis grobkörnige Sande, örtlich mit eingelagerten Kiesen („Fazies f“); 6 = Schotter, Kies mit Sand und Steinen („Fazies g“), stellenweise Kies mit Sand und Blöcken („Fazies h“); 7 = Schotter (Alluvionen des Ferner Baches-Ridnauner Baches); 8 = Granatglimmerschiefer, als Teil der alten Ridnauner Bergsturzaablagerung (Gasse-Subsynthem) interpretiert. Die neben der Bohrung RID 6 angeführten Datierungen sind in Jahren BP angegeben. Die Lage der Bohrpunkte ist in Abb. 112 und 115 ersichtlich.

(„Fazies h“) erkundet. Es handelt sich hierbei um Ablagerungen, die auf einen hochenergetischen Wildbachtransport zurückzuführen sind. Dies lässt einen zumindest variablen Seespiegel vermuten.

Die Basis der oben beschriebenen, lakustrinen Fazies besteht aus Bergsturzmaterial (Gasse-Subsynthem), das lokal aus großen Blöcken aufgebaut wird. Dies wurde in der Bohrung RID 7 (Abb. 113) und in zahlreichen Aushüben, mitunter auf unterschiedlichen Höhen auf engstem Raum, festgestellt. Daraus ergibt sich ein stark gegliederter Kontakt, der gut mit einer ursprünglichen Morphologie des Bergsturzes übereinstimmen sollte.

Zur Ausdehnung des alten Ridnauner Sees kann Folgendes angemerkt werden. Die lakustrinen Ablagerungen im engeren Sinne reichen recht genau bis an die Oberfläche der Terrasse hinauf, bis auf eine Höhe von 1341 m auf

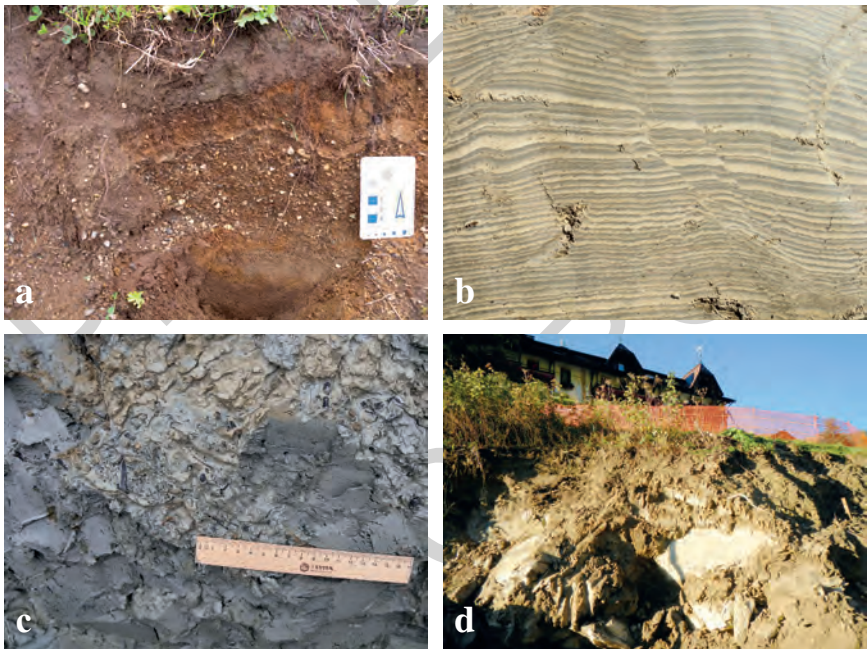


Abb. 114 - Fluviale und lakustrine Ablagerungen bei Ridnaun: a) Sande, kiesige Sande und mittel- bis feinkörnige Kiese, geschichtet, aufgeschlossen am Nordrand der Terrasse unmittelbar westlich des Einschnitts des Entholzbaches („Fazies a“: siehe Text); b) Rhythmite aus einer Wechsellagerung von grauen, tonigen Silten mit sandigen Silten oder feinen, siltigen Sanden von hellbrauner Farbe („Fazies a“). (Anmerkung: Die auf dem Foto sichtbaren Verwerfungen gehen auf den Einsatz des Baggers am gering konsolidierten Sediment zurück); c) mittel- bis feinsandige Linse mit zahlreichen Pflanzenresten (Holz, Rindenfragmente usw.) und bis Zentimetergroßen, metamorphen Klasten, die als turbiditische Ablagerungen („Fazies d“: siehe Text) interpretiert wurden; d) Aufriss im Norden des Sonklarhofs, wo lakustrine Ablagerungen über den Blöcken des alten Ridnauner Bergsturzes (Gasse-Subsynthem) zu erkennen sind.

der Ostseite. Auf vergleichbarer Höhe wurden sie auch beim Anschnitt für den neuen Parkplatz beim Sonklarhof angetroffen. Die theoretisch maximale Stauhöhe des Sees kann aus der talseitigen Versperrung bzw. dem Überlauf errechnet werden. Der Riegel aus Bergsturzmassen ist sehr unterschiedlich gegliedert, allerdings kann in der Talmitte, am Sattel beim Joggiler, ein etwas tiefer liegender Bereich ausgemacht werden. Der Sattel liegt auf 1357 m, d.h. etwa 16 m über dem östlichsten Teil der lakustrinen Terrasse. Auf Basis von untersuchten Aushüben, gibt es hier keinen Hinweis auf einen früheren Abfluss, ebenso wenig weiter talauswärts. Darüber hinaus haben Aushübe beim Joggiler ausschließlich Bergsturzböcke freigelegt, die seicht unter der Geländeoberfläche liegen bzw. örtlich von dünnmächtigen künstlichen Aufschüttungen überdeckt sind. Entsprechend muss der Abfluss bereits damals im Bereich des heutigen Verlaufs des Ferner Baches-Ridnauner Baches, in der Achenrain-Schlucht erfolgt sein. Der alte Ridnauner See kann sich Richtung Westen bis fast nach Maiern erstreckt haben, bis an den Felsrücken mit dem Kirchlein von St. Lorenz (auf der Karte in der Nähe der Örtlichkeit Wieser). Richtung Norden könnte der See bis zur Ortschaft Geraine/Prati (Abb. 115) gereicht haben. Auf Basis der oben genannten Kote des Abflusses kann die maximale Ausdehnung des alten Ridnauner Sees auf knapp 2 km² berechnet werden.

Was das Alter der lakustrinen Ablagerungen betrifft, stehen zahlreiche Daten

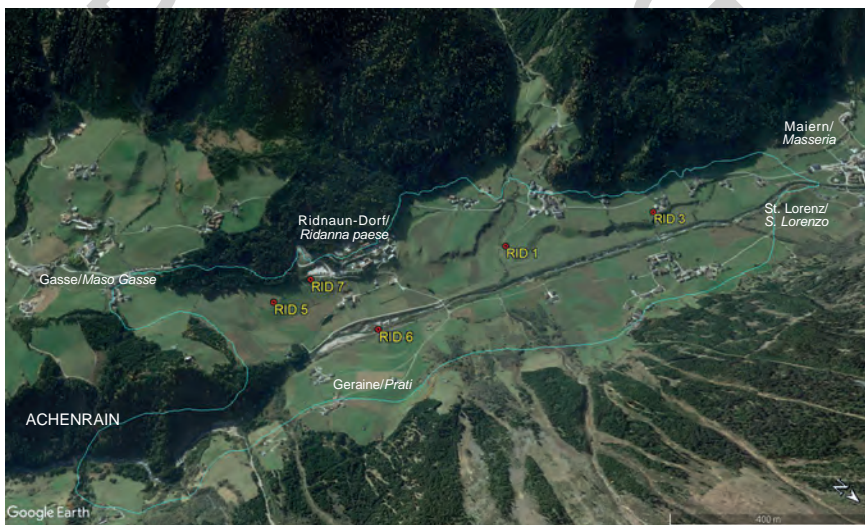


Abb. 115 - Überblick auf das Ridnauntal von NE aus gesehen, mit Angabe der Erkundungsbohrungen im Talboden. In hellblau ist die theoretisch maximale Stauhöhe des Sees im Anstrombereich des Talriegels durch den alten Ridnauner Bergsturz (Gasse-Subsynthem) angedeutet; die Stauhöhe entspricht ungefähr der Höhenlinie 1357 m (hypothetische Rekonstruktion ausgehend von der Achenrain-Schlucht) (Quelle: Google Earth Pro - 1,5-fach überhöht, erstellt 2019).

zur Verfügung (siehe Tab. 2 und Abb. 112). Zwei Datierungen im Talboden (Bohrung RID 6) an dünnen, organischen Einschaltungen aus vorwiegend Kohleresten in 9,3 bzw. 11,4 m unter GOK (auf 1305,2 bzw. 1303,1 m ü.d.M.) ergaben unkalibrierte Alter von 10412 ± 90 bzw. 10511 ± 90 Jahren BP (siehe Tab. 2 und Abb. 112 und 116). Nach erfolgter Kalibrierung entspricht dies $11989 \div 12567$ bzw. $12113 \div 12670$ Jahre cal. BP (2σ). Dies belegt eindeutig, dass die Sedimentation bereits vor Beginn des Holozäns einsetzte. Außerdem lässt sich anhand dieser Daten eine durchschnittliche Sedimentationsrate von knapp 2 m pro 100 Jahre ableiten. Wenn man diese Sedimentationsrate auch für den vorhergehenden Zeitraum annimmt, kann man für die tiefsten erbohrten lakustrinen Sedimente in der Bohrung RID 6 ein Alter von 13174 Jahre BP ansetzen. Die Entstehung des Sees musste vor diesem Zeitpunkt erfolgt sein.

Zwei weitere Datierungen sind in OSTERMANN & SANDERS (2017) veröffentlicht und betreffen zwei Horizonte mit reichlich organischer Substanz, die an einem Aufschluss im NW von Ridnaun, am Fuß der Terrasse entnommen wurden (siehe Abb. 112). Sie ergaben ein Alter von 6990 ± 40 und 8865 ± 50 Jahren BP, bzw. kalibriert von $7721 \div 7934$ und $9749 \div 10177$ Jahren cal. BP (2σ). Auf Basis der angegebenen Probenahmehöhen von etwa 1323 m bzw. 1330 m stimmen die Daten mit den oben genannten überein, aber es ergibt sich eine deutlich niedrigere Sedimentationsrate von ca. 0,14 m/100 Jahre! Problematischer sind hingegen die Datierungen aus höher gelegenen Ablagerungen, im Bereich oder in der Nähe der Terrassenoberfläche. Beim oben genannten Aushub wurden innerhalb der „Fazies d“ an verschiedenen Stellen auf einer Höhe von 1329 m Pflanzenreste entnommen (Details siehe Tab. 2), die 3 chronologisch umgekehrte, jedoch sehr nahe beieinander liegende Alter ergaben (Proben LTL15433A, LTL15444A und LTL15434A). Nach erfolgter Kalibrierung zeigen sie ein großes zeitliches Überlappungsintervall, weshalb die Proben als nahezu gleichaltrig angesehen werden können (siehe auch Abb. 116). Die Datierungen fallen in die protohistorische Periode, zwischen ca. 2055 und 2342 kalibrierten Jahren BP (zwischen dem 1. und 4. Jahrhundert v. Chr.). Auch beim Aushub für den Bau der neuen Zufahrt des Sonklarhofs wurden zentimetergroße Kohlen fast am Kontakt zwischen den lakustrinen Ablagerungen und den Blöcken des alten Ridnauner Bergsturzes beprobt, etwa 2,2 m unterhalb der Terrassenkante (ca. 1341,5 m ü.d.M., siehe auch Abb. 107d). Das datierte Material ergab überraschenderweise ein Alter im Bereich des Frühmittelalters (Probe LTL18660A in Tab. 2). Wenn dies der Fall wäre, müssten wir davon ausgehen, dass die Auflandung und/oder Entleerung des Sees in historischer Zeit, also vor nicht allzu langer Zeit erfolgte, ebenso die nachfolgenden Ereignisse mit dem Einschnitt der lakustrinen Sedimente und der Ablagerungen der Alluvionen im Talboden sowie deren Erosion und Terrassierung. Dies stimmt jedoch nicht mit den Datierungen an den alluvialen Ablagerungen überein, die älter oder zumindest vergleichbar mit den oben angegebenen Werten sind (siehe „*Alluviale Ablagerungen und Wildbachablagerungen, Schwemmfächer*“ am Anfang dieses Unterkapitels und

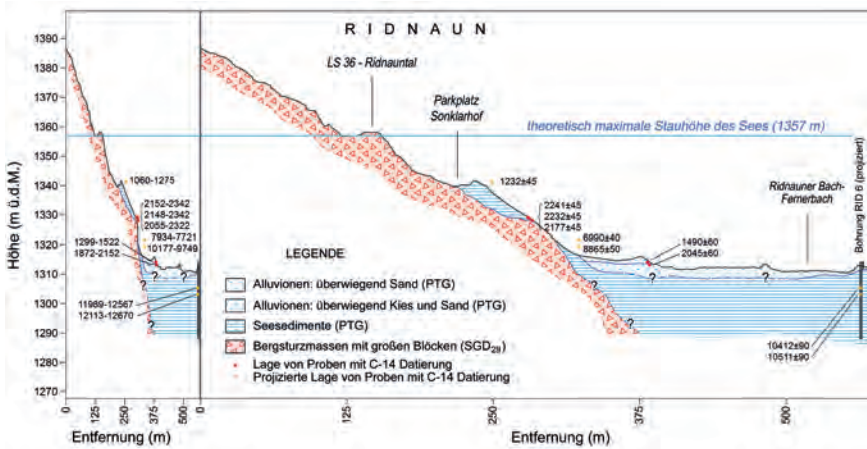


Abb. 116 - Geologischer Profilschnitt (SW-NE) im Ridnauntal, mit Projektion der ^{14}C -datierten Proben und dem jeweils erhaltenen Alter: rechts unkalibriert (Jahre BP $\pm 1\sigma$), links kalibriert (kal. Jahre BP, 2σ) (siehe Text). Zur Lage siehe Abb. 112. Der geologische Profilschnitt auf der linken Seite ist 12,5-fach überhöht, jener auf der rechten Seite ist 2,5-fach überhöht.

Abb. 112). Folglich gibt es zum gegenwärtigen Zeitpunkt keine verlässlichen Kenntnisse zum Alter der jüngsten lakustrinen Ablagerungen bzw. zum Verschwinden des alten Ridnauner Sees.

Gemischte Ablagerungen (Wildbäche und/oder Murschuttströme und/oder Lawinen) und Murablagerungen

Im Bereich des Kartenblattes sind die gemischten Ablagerungen sehr verbreitet. Etwa zwei Drittel davon treten im Mittelgebirge und in den Tälern auf (unterhalb von 2000 m), vor allem am Fuß der Hänge und am Ausgang der Seitentäler und Gräben, wo sie Fächer bilden, die teilweise miteinander verschmelzen.

Gemischte Ablagerungen, bzw. Mur- und/oder Wildbach- und/oder Lawinenablagerungen sind an mehrere Ablagerungsprozesse gebunden. Diese Prozesse können zusammenwirken oder auch einzelne gegenüber den anderen überwiegen, bzw. nur eine Nebenrolle einnehmen.

Im Hochgebirge treten diese Ablagerungen vor allem an der Basis der Hangschutthalden oder in Gräben oder größeren Bacheinschnitten auf. Sie werden von darüber liegendem Geröll oder seltener von glazialen Ablagerungen gespeist. In all diesen Fällen werden die Sedimente erodiert und umgelagert und über Murschuttströme weiter ins Tal befördert. Im Winter und im Frühling können Lawinenabgänge mitwirken. Die Murablagerungen zeigen eine typische

Morphologie (Abb. 117) aus oberflächigen, subparallelen Rinnen, die im unteren Kegelbereich von kleinen, teils verzweigten Wällen und schließlich Loben begleitet werden, die am Hangfuß diskontinuierliche und übereinander gestapelte Körper ausbilden. Am Ausgang der Seitentäler und Gräben bilden die Murgänge und untergeordnet die Lawinen oftmals die typischen Fächerformen, die teilweise auch miteinander verschmelzen. Die Neigungen dieser Fächer erreichen in der Regel $10\text{-}30^\circ$ und sind entsprechend niedriger als jene der gravitativ angelagerten Schuttkegel.

Im Allgemeinen bestehen die Ablagerungen aus unterschiedlich großen, schlecht sortierten Schottern bis hin zu massigen Diamikten (Abb. 118); untergeordnet können Linsen aus sandigen, imbrikativen Schottern auftreten, die generell an den konzentrierten Abfluss von Oberflächenwasser in den Rinnen gebunden sind. Am häufigsten treten massive, matrixgestützte Diamikte auf.



Abb. 117 - Typische Morphologie von gemischten- und/oder Murablagerungen: a) vorwiegend Murablagerungen, unterschiedlich übereinander gestapelt, an der Basis des Hangschuttfächers im NE von St. Martin am Schneeberg; man beachte die typische Form aus nebeneinander liegenden Wällen und teils sekundären Loben am Rand; b) gemischte Ablagerungen am Ausgang eines Grabens, mit Lobenformen, auch isoliert (im SE des Moarer Egetensees, Lazzacher Alm); c) zeilen- und lobenförmige Murablagerungen, welche den Hangschutt an der Basis der Moarer Weißen aufarbeiten (Lazzacher Alm); d) Reste von Murschuttfächern zwischen Geraine (im Vordergrund) und Bacher Stadler (im Hintergrund). Das Sternchen kennzeichnet die Position des Aufschlusses in Abb. 118d (Ridnauntal).

Massige bis grob sortierte Schotter, mit klastischem oder teilweise offenem Gefüge, treten innerhalb der Hangschutthalden am Fuß von Hängen auf, wo permo-mesozoische Kalk- und Dolomitmarmore aufgeschlossen sind, wie etwa im hinteren Pflerschtal, unterhalb des Pflerscher Tribulaun/*Tribulaun di Flères*, oder im W (Abb. 117c) und im N des Moarer Egetensees/*Lago dell'Erpice*, Lazzacher Alm). Aufgrund der kurzen Transportstrecke sind die Klasten meist kantig bis kantengerundet und spiegeln die lithologische Zusammensetzung der bergseitig vorkommenden Hangschuttablagerungen wider. Das Vorkommen von gerundeten und ortsfremden Klasten zeugt hingegen eindeutig von einer Aufarbeitung von glazialen oder andersartigen Ablagerungen.

Im Bereich der Talsohlen bzw. am Ausgang der Seitenbäche sind die Fächerformen in der Regel auf eine Zusammenwirkung von Muren und



Abb. 118 - Auswahl der häufigsten Fazies der gemischten- bzw. Murablagerungen: a) massiger, matrixgestützter Diamikt in einem Erosionsaufschluss am Rand eines gemischten Kegels im Egetental (Wanderweg Nr. 9, auf 2057 m); b) massige, matrixgestützte Kiese; darüber liegen Diamikte, komponentengestützt bis teils mit offenem Gefüge, mit vorwiegend Marmorklasten (im W des Hohmannstollens, auf ca. 2200 m im Lazzacher Tal); c) rezente Murablagerungen; man beachte die Imbrikation der geplätteten Klasten und den hohen Anteil an Grobkornfraktion, der auch auf die Auswaschung durch Fließgewässer zurückgeführt werden kann (linke Seite des Sailertals); d) Aufschluss am Rande des Murschuttfächers beim Lechner (Ridnauntal, siehe auch Abb. 117d). Der Pfeil markiert innerhalb des Diamiktes eine Linse mit reichlich Kohleresten, aus welcher die Probe LTL18659A entnommen wurde (siehe Tab. 2).

Wildbachtätigkeit zurückzuführen. Im Bereich von kleinen, örtlichen Sedimentationssystemen bzw. pulsierender Ablagerung nimmt die Wildbachtätigkeit hingegen eine untergeordnete Rolle ein. Diese Ablagerungen bestehen aus matrixgestützten Diamikten mit Lagen und Linsen von massigen bis grob gebankten Schottern, teilweise mit einer Dachziegellagerung. Daneben sind auch Linsen und Lagen von Sanden und kiesigen Sanden vorhanden, die im distalen Kegelbereich tendenziell zunehmen. Die Diamikte sind in der Regel massig, mitunter sind sie invers gradiert. Der Übergang zwischen den unterschiedlichen Sedimenteinheiten ist oftmals verschmiert. Die lithologische Zusammensetzung der Komponenten spiegelt das jeweilige Einzugsgebiet wider. In Abhängigkeit der Transportstrecke und der betroffenen Gesteinsart sind die Klasten meist kantengerundet bis angerundet.

Bisweilen zeigen die Kegel eine mehr oder weniger tief eingeschnittene Rinne, die meist nur im oberen und mittleren Abschnitt zu erkennen ist. In einigen Fällen liegen Kegel verschiedener Generationen übereinander, wobei der Apex des jüngeren Kegels am unteren Ende der Rinne der älteren Form liegt, bzw. in dessen mittlerem bis mittel-distalem Bereich. Die ältesten Kegelformen entsprechen einem Basisniveau, das über dem heutigen liegt und binden manchmal an alluviale Terrassen an. Die Erosion im Talboden führte zum Abtrag der alluvialen Sedimente und somit indirekt zur Erosion der Kegel an den beiden Talflanken. Dadurch entstand die oben erwähnte Rinne im Kegel und vielfach wurde der distale Kegelbereich durch das Hauptgerinne im Tal teilweise abgetragen. Im Pfelderer Tal liegt eine besonders interessante Situation vor. Unterhalb von Innerhütt/*Capanne di dentro* zeigt der Talboden eine deutliche, mehr oder weniger breite Talfurche (siehe Kap. II). Auf der linken Seite der Furche wurden die distalen Bereiche zahlreicher Seitenkegel angeschnitten und die darunter liegenden Ablagerungen sowie der Felsuntergrund freigelegt. Unter den wenigen Bereichen aktiver Erosion auf dieser Talseite befindet sich ein ausgedehnter Abschnitt etwa 400 m im NE der Zagl Höfe/*Case Zagola* (Abb. 119). Hier ist unterhalb der Erosionskante eine mindestens 40 m mächtige Abfolge aus massigen, matrixgestützten Diamikten aufgeschlossen, mit untergeordneten Zwischenlagen aus sandigen Schottern oder seltener Schottern mit schwach siltigen Sanden, massig bis undeutlich geschichtet. Im letzteren Fall wurde lokal auch eine deutliche Dachziegellagerung der geplätteten Klasten beobachtet, aus welcher die ehemalige Abflussrichtung bzw. eine eindeutige Herkunft von Westen abgeleitet wurde. Ab ca. 1425 m bis mindestens auf eine Höhe von 1418 m sind innerhalb der oben beschriebenen Fazies Baumstämme und Holzreste mit bis zu ca. 25 cm Durchmesser vorhanden, sowohl isoliert, als auch in Lagen konzentriert. Ihre Position entspricht nicht dem ursprünglichen Wuchs, da sie sub-horizontal eingelagert und abgeschliffen vorliegen (Abb. 120).

Die gesamte, oben beschriebene Abfolge wird mit einer Murtätigkeit und untergeordnet mit einer Geröllaufarbeitung durch Wildbachtransport von Kuhalmbach/*Rio Alpe delle Vacche* und Raubbach/*Rio Scabro* in Zusammenhang gebracht. Diese Gerinne am darüber liegenden Hang bidelten zusammen einen



Abb. 119 - Aktiver Erosionsanbruch auf der linken Seite des Pfelderer Tals, etwa 400 m im NE der Zagl Höfe. Die aufgeschlossene Abfolge umfasst von oben nach unten: 1) Diamikte, Kiese und sandige Kiese, als Murschutt- und untergeordnete Wildbachablagerungen interpretiert; 2) matrixgestützter Diamikt, als Moräne undifferenziert interpretiert (Weissbrunn-Alm-Subsynthem); 3) Felsuntergrund aus stark zerklüfteten und zerlegten Glimmerschiefern der Texel-Einheit; 4) Hangschuttablagerungen und lokal Murschuttablagerungen. Das Sternchen markiert das gehäufte Vorkommen von Baumstämmen und Holzresten, von denen einige mit der ^{14}C -Methode datiert wurden (siehe Text).



Abb. 120 - a) Massiger, matrixgestützter Diamikt mit Einschaltungen von grob geschichteten, sandigen Schottern, die als Murschutt- und Wildbachablagerungen interpretiert wurden. Man beachte eingebettet in die Sedimente das Vorkommen von zusammengedrückten Holzresten und Baumstämmen in subhorizontaler Position (der Aufschluss ist 4-5 m hoch); b) Detail eines Abschnittes gegenüber dem vorherigen, mit einem deutlich herausragenden Baumstamm in horizontaler Lage. Ca. 400 m im NE der Zagl Höfe, auf der linken Seite des Pfelderer Tals.

verschmolzenen, alten gemischten Fächer. Im distalen Bereich wird die Abfolge vom Pfelderer Bach angeschnitten, während die Nebenbäche aufgrund ihrer Eintiefung die Abfolge in zwei Restformen zerschneiden. Die durchgeführten ¹⁴C-Datierungen an Holz aus unterschiedlichen Niveaus im unteren Teil des Aufschlusses ergaben ein gut eingrenzbare Alter zwischen 5991 und 6409 kalibrierten Jahren BP (Tab. 1, Proben LTL5208A, LTL5209A, LTL15426A, LTL15427A), was dem jüngeren Atlantikum entspricht. Zu dieser Zeit lag der Talboden höher als heute und die heutige Talfurche existierte noch nicht bzw. dürfte erst deutlich weiter talauswärts begonnen haben.

Auch im Ridnauntal liegen radiometrische Datierungen vor. Im Süden und Westen von Entholz/*Ento* treten zahlreiche miteinander verschmolzene, gemischte Kegel auf, die vorwiegend auf eine Murtätigkeit zurückzuführen sind. Einige davon sind sehr klein und enden am Rand von Moorgebieten, andere sind deutlich größer, jedoch im distalen Bereich undeutlich ausgebildet bzw. werden vom jeweiligen Bachlauf wieder eingeschnitten. Von besonderem Interesse ist der Kegel des Kerschbaumerbaches/*Rio Ceresara*, der bereits im Apexbereich deutlich eingeschnitten und terrassiert ist. Entsprechend stehen oberhalb von 1400 m nahezu durchgehend Aufschlüsse zur Verfügung mit 3 bis 5 m hohen Aufrissen. Insbesondere oberhalb der Forststraße Entholz-Untersteinhütte finden sich mittel- bis grobkörnige, undeutlich geschichtete, imbricate Schotter mit seltenen sandigen Lagen und Linsen. Durch die gelblich-braune Färbung unterscheiden sie sich deutlich von den heutigen Talbodenfazies ohne diese Färbung. Knapp 200 m weiter unterhalb finden sich auch braune, massige, matrixgestützte und bisweilen sehr matrixreiche Diamikte. Es handelt sich eindeutig um Murablagerungen, welche eine Ausnahme zu den dominierenden, mittel- bis hochenergetischen Schwemmablagerungen bilden. Von Bedeutung sind Holzreste mit einer Größe bis mehrere Zentimeter, die in verschiedenen Niveaus in diesem ausgedehnten Aufschluss vorkommen. Zwei Proben wurden im Apexbereich des Kegels auf 2,8 bzw. 3,2 m unterhalb der Kante auf der rechten Seite des Grabens entnommen (Proben LTL17003A und LTL17002A in Tab. 2). Sie ergaben kalibrierte Alter, die mitten im Sub-Boreal liegen und eindeutig darauf hinweisen, dass zu diesem Zeitpunkt die Sedimentationsprozesse des Kegels noch andauerten.

Deutlich vielfältiger erscheint die gegenüberliegende Talseite zwischen Geraine/*Prati* und Plun. Hier sind drei Generationen von Murkegeln vorhanden, wobei der älteste am stärksten ausgeprägt ist. Dieser besteht eigentlich aus mehreren, örtlich miteinander verschmolzenen Kegelformen, wie etwa bei Geraine. Diese Kegelgeneration ist im mittleren und distalen Bereich von Murgräben und/oder Lawinenrinnen stark eingeschnitten. Die Anschnittböschungen erreichen eine Höhe von bis zu 70-80 m (Abb. 101 und 117d). Weiter östlich sind nur kleine Reste von der Erosion verschont geblieben, z.B. etwa bei der Örtlichkeit Plun. Diese Kegelreste befinden sich etwa 140 m über dem heutigen Talgrund. Die mittlere Kegelgeneration ist einzig durch den linken Teil des alten Kegels des Hochparigbaches/*Rio di Parigi* vertreten, der

etwa 40 m über dem Talboden liegt (im E von Bacher Stadler/*Masi del Rio*). Die jüngste Generation entspricht den heutigen Kegeln von Seealmbach/*Rio dell'Alpe del Lago*, der im distalen Bereich durch den Ridnauner Bach leicht anerodiert wird, und von Hochpariggbach. Was die älteste Fächergeneration betrifft, wurden an einem künstlichen Anschnitt auf 1418 m oberhalb der Örtlichkeit Lechner/*Maso Costa* (Abb. 117d) Kohlereste entnommen, die ein kalibriertes Alter zwischen 4278 und 5032 Jahren BP (Probe LTL18659A in Tab. 2, siehe auch Abb. 118d) ergaben. Das Alter der Kohlereste entspricht der ersten Hälfte des Sub-Boreals und kann mit den weiter oben angeführten Proben am Kegel des Kerschbaumberbaches korreliert werden.

Zur Datierung der Ablagerungen der dritten Kegelgeneration wurden zwei Niveaus mit Kohleresten und Holzresten herangezogen, einmal östlich von Geraine und weiters östlich von Lechner. Das erste Niveau liegt am Apex des aktuellen und jüngsten Kegels des Seealmbaches, auf einer Höhe von 1343 m. Hier sind die Sedimente durch das Gerinne mehr als 5 m hoch eingeschnitten. Etwa 1 m über der Bachsohle liegt ein rund 20 cm mächtiger Bodenhorizont über sandigen und steinigen Kiesen, darüber folgt ein matrixgestützter, massiger Diamikt aus Murschutt. Die Mächtigkeit der Ablagerungen über dem Bodenhorizont beträgt ca. 4 m. Im begrabenen Bodenhorizont sind Kohle- und Holzreste vorhanden, wovon eine Datierung ein Alter von 128±45 Jahren BP (Probe LTL15445A in Tab. 2) ergab. Dies deutet darauf hin, dass die darüber liegenden Sedimente entsprechend jünger sind und wohl innerhalb der letzten 3 Jahrhunderte abgelagert wurden. Ein zweites, vergleichbares Niveau wurde auf ca. 1385 m am Wanderweg östlich von Lechner ausgemacht, innerhalb von Ablagerungen, die den Graben des Stieperbachs/*Rio di Stipa* teilweise auffüllen. Diese Lage ist von 4,5 m mächtigen Ablagerungen überdeckt, die größtenteils aus matrixgestützten, massigen Diamikten bestehen und den vorher beschriebenen durchaus ähneln. Kohlereste aus diesem Niveau ergaben eine kalibrierte Einstufung in den Zeitraum 1000-1150 n. Chr. (Probe Ua-40389 in Tab. 2).

Die Kegel der ersten Generation sind nach dem Ridnauner Bergsturz (siehe Gasse-Subsystem) entstanden, auf welchem sie aufliegen, wie etwa auf der linken Seite der Achenrain-Schlucht zu erkennen ist. Zu diesem Zeitpunkt existierte die Schlucht noch nicht und das lokale Basisniveau wurde vom aufgestauten See anstromig des Bergsturzes gesteuert. Die Entstehung der Schlucht muss den Erosionsprozess im distalen Bereich und damit den Beginn der Terrassierung dieses Fächers ausgelöst haben.

Hangschuttablagerungen und Schutthalden, lokal Blockschutt

Es handelt sich vorwiegend um Ablagerungen aus Kiesen oder Kies-Block-Gemischen, locker bis offen gelagert bis hin zu einem komponentengestützten Gefüge. Sie zeigen kantige Klasten lokaler Herkunft und einen variablen Matrixanteil, je nach Verwitterungsanfälligkeit der Gesteine (z.B. hoch

für Glimmerschiefer und gering für Granitorthogneise). Die Ablagerungen können sowohl massiv ausgebildet sein, als auch eine Schrägschichtung aufweisen. Letzteres ist für die Hangschutthalden an der Basis von Felswänden kennzeichnend. Hier wirkt vor allem die Frostsprengung, speziell im Hochgebirge, woraufhin sich der Hangschutt gravitativ in Prismen parallel zum Hang abgelagert. Wenn die Materialzufuhr vorwiegend entlang von Rinnen erfolgt, bilden sich auch Fächerformen (Schuttkegel). Sie bilden sich besonders gut ausgeprägt unterhalb von Felswänden aus Kalksilikatmarmor (z.B. Mareiter Stein/*Sasso di Mareta*) bzw. Kalk- und Dolomitmarmoren der permo-mesozoischen Bedeckung (Schneebergalm/*Alpe di Montenevoso*, Sprinzenwand/*Croda Sperone* und der Bereich östlich davon, Pflerscher Tribulaun/*Tribulaun di Flères*).

Hangschuttablagerungen mit matrixgestütztem Gefüge wurden nur vereinzelt kartiert, etwa im Ratschingstal im Norden der Großkalchalm/*Malga Calcara grande* (2051 m). Hier besteht oberhalb des Ratschinger Almenweges eine teils bewachsene Hangschutthalde aus massigen Kiesen mit schwach siltigen Sanden und wenigen Blöcken (Abb. 121a). Die Matrix besteht vorwiegend aus siltigen Sanden, die auf die Verwitterung und Aufarbeitung von gebänderten Paragneisen und Silikatmarmoren am Hang oberhalb davon zurückzuführen sind. An den Marmorclasten ist ein gewisser Rundungsgrad zu beobachten, der allerdings durch Lösungserscheinungen und körniges Zergrusen bewirkt wird (Abb. 121b).

Die grobblockigen Hangschuttablagerungen sind durch große Mengen an metergroßen Blöcken gekennzeichnet. Einige Anhäufungen wurden an der Basis von Hangablagerungen kartiert, von denen sie in der Regel den grobkörnigsten Teil darstellen, der sich am Fuße der Felswände angesammelt hat. Diverse Beispiele finden sich auf beiden Seiten des hinteren Pflerschtals. Ein Großteil dieser Ablagerungen geht jedoch auf diffuse Felssturzphänomene zurück, die durch eine starke Zerlegung des Gebirges hervorgerufen werden, insbesondere

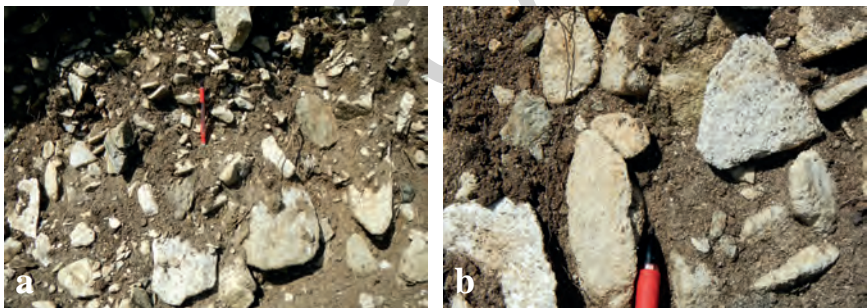


Abb. 121 - a) Hangschuttablagerungen aus Kiesen mit schwach siltigen Sanden und wenigen Blöcken, matrixgestütztes Gefüge, reich an Marmorclasten und untergeordnet gebänderten Paragneisen; b) Detail der vorherigen Bildungen, wo ein gewisser Rundungsgrad der Komponenten infolge von Lösungserscheinungen zu erkennen ist. Ratschingstal, im Norden der Großkalchalm (2051 m).



Abb. 122 - Hangschuttablagerungen und grober Blockschutt (im Vordergrund) an der NE-Flanke des Saxner (2358 m) (im Hintergrund links). Man beachte die großen Mengen an Hangschutt, deren Entstehung unter anderem durch die hangparallel gerichtete Hauptschieferung in den gebänderten Paragneisen der Texel-Einheit begünstigt wird (Ratschingstal).

bei entsprechender Zerklüftung der Felswände. Beispiele hierfür kommen auf der rechten Seite des mittleren Passeiertals nördlich vom Platter Berg/*Giogo Strizzon* (2230 m), am rechten Hang des Pfelderer Tals/*Val di Plan* und im Seeber Tal/*Valle del Lago* (bei Finsterwald) vor, sowie im Pflerschtal, am rechten Hang im Norden des Maurerspitz/*Monte Muro* (2628 m).

Sämtlich Fazies der oben beschriebenen Ablagerungen sind nahezu überall im Kartenblatt vertreten, etwas weniger in den Bereichen, wo die Gletscher erst in jüngerer Zeit verschwunden sind. Die Mächtigkeit reicht in der Regel von 1 Meter bis zu einigen Zehnermetern.

Abgesehen von den aktiven Schutthalden, weisen die Ablagerungen eine mehr oder weniger kontinuierliche Vegetationsbedeckung auf; mitunter bilden sich auch Böden, falls die Materialzufuhr schon seit geraumer Zeit ausgeblieben ist.

Im Mittel- und Hochgebirge sind die Schuttkegel und Halden von Murrinnen und Lawinengraben eingeschnitten und an deren Basis finden sich entsprechende Ablagerungen mit variabler Ausdehnung. Vielfach sind diese Sedimente schwer auseinander zu halten, da sie miteinander verzahnen. Kartographisch wurde die Grenze auf Basis des überwiegenden Ablagerungsprozesses gezogen.

In einigen Bereichen der oberen Hangabschnitte der Seitentäler werden

diese Ablagerungen lokal durch typisch periglaziale Prozesse umgelagert. Sie bilden gelängte Fließloben, die sich bis zu einigen Hundertmetern erstrecken können und durch bogenförmige Wülste und Senken gekennzeichnet sind. Es handelt sich dabei um *talus rock glaciers*, d.h. um Blockgletscher, die durch die Umlagerung von Schutthalden oder Blockschutt entstanden sind (siehe auch Kap. II). Die größten Formen dieser Art befinden sich im hinteren Ratschingstal (im Norden der Hohen Kreuzspitze/*Punta di Montecroce*) und im Langen Tal (Timmelsalm, im hinteren Passeiertal).

Massenbewegungen

Die Zusammensetzung der Ablagerungen aus Massenbewegungen ist sehr unterschiedlich und hängt von den jeweils betroffenen Lithologien und den Bewegungsmechanismen ab. Sturz-, Kipp-, und Gleitprozesse, die sich häufig in Festgesteinen entwickeln, formen überwiegend Ablagerungen aus unterschiedlich großen Blöcken und Kiesen. Demnach besitzen sie ein locker gelagertes bis komponentengestütztes Gefüge. Die Klasten sind lokaler Herkunft und meist kantig. Bei großen Rutschungen im Fels kann man die blockartige Verschiebung ganzer Gesteinspakete und teilweise auch der auflagernden quartären Bedeckungen beobachten. Rotationsrutschungen und Fließströme betreffen hingegen pseudokohärente Gesteine sowie glazigene Bildungen; die Produkte dieser Massenbewegungen bestehen daher im Allgemeinen aus massigem, matrixgestütztem Diamikt. Im letzteren Fall sind die Massenbewegungen eher gering ausgedehnt und seicht liegend, aber bei begünstigenden Verhältnissen gebietsweise oft zahlreich vertreten.

Alle beschriebenen Ablagerungen haben holozänes Alter, die Bewegungen sind teils ruhend, teils noch immer aktiv.

Nachfolgend wird auf einige der älteren Massenbewegungen im Blattbereich eingegangen. Die Hangstabilität allgemein bzw. rezente und/oder aktive Massenbewegungen sind in Kap. VII.2. behandelt.

Einige der ältesten Ablagerungen von Massenbewegungen befinden sich im Ratschingstal. Die wahrscheinlich größte befindet sich in der Talsohle nördlich der Örtlichkeit Rederer, in der Nähe des Fußballplatzes von Ratschings. Morphologisch gesehen besteht sie aus einer Ansammlung von Hügeln auf der linken Seite des Ratschinger Baches, die vollständig von den Talbodenalluvialen umgeben bzw. auch teilweise bedeckt sind. Die Hügel erheben sich einige Meter (3-9 m, Abb. 123a) über das Talbodenniveau. Die höchsten Erhebungen liegen im Bereich der südlichen Talseite. Die Südseite der Hügel ist deutlich steiler ausgebildet als die Nordseite, was eindeutig auf die Erosion durch den Ratschinger Bach zurückzuführen ist. Die Hügel werden von unterschiedlich großen Blöcken von bis zu 40 m³ aufgebaut, wobei nur örtlich an der Oberfläche eine Aufstapelung der Blöcke mit offenen Zwischenräumen zu erkennen ist (Abb. 123b). In einem künstlichen Anschnitt an der Südseite des mittleren Hügels

ist die Ablagerung direkt aufgeschlossen. Es handelt sich um unterschiedlich große, kantige bis ausgeprägt spitzkantige Blöcke, eingebettet in eine reichlich vorhandene Matrix aus hauptsächlich Sanden mit feinen bis sehr feinen Kiesen (Abb. 123c und 123d). Das Gefüge ist massig, bereichsweise kann man eine leichte Ausrichtung der geplätteten Klasten und Blöcke erkennen. Lithologisch gesehen bestehen die Blöcke fast ausschließlich aus quarzreichen Glimmerschiefern der Texel-Einheit. Das Vorhandensein von großen Blöcken im unteren Teil der linken Talseite, zwischen den Örtlichkeiten Bichl/Colle und Gorgeler/Anedo, sowie die Morphologie des bergseitigen Hangabschnittes und die Lithologie der hier aufgeschlossenen Gesteine lassen vermuten, dass die Sturzblöcke aus diesem Gebiet stammen, insbesondere aus dem steilsten Bereich zwischen rund 1300 und 1400 m.

Weiter taleinwärts besteht eine zweite Massenbewegungsablagerung, welche den kleinen Hügel mit der Kirche von St. Andreas aufbaut, wovon sich der Name der Ortschaft Bichl/Colle ableitet. Aushubarbeiten auf der Nordseite des Hügels (Abb. 124) zeigten eine Zusammensetzung aus unterschiedlich großen

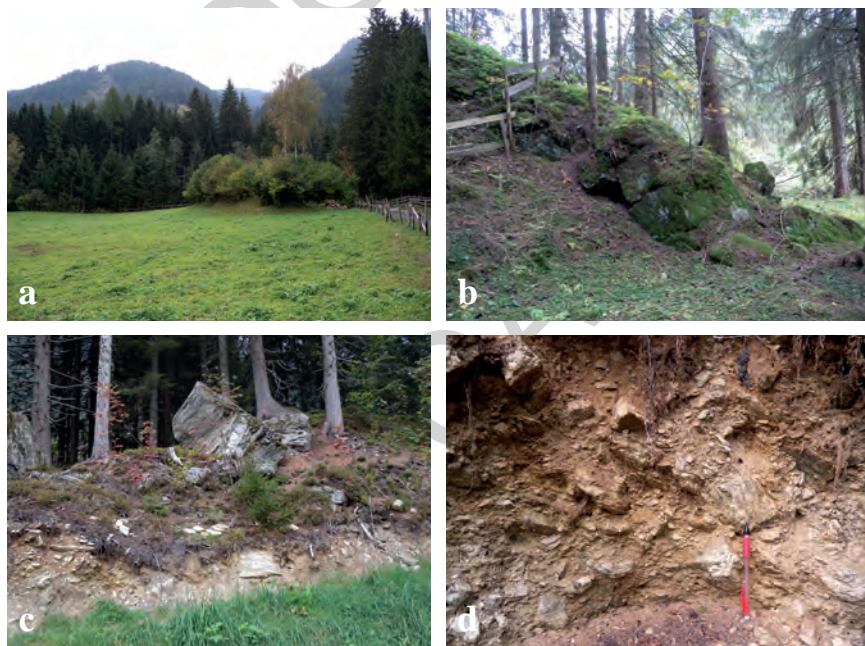


Abb. 123 - Massenbewegung im Norden von Rederer (Ratschingstal): a) Übersicht auf den kleinen Hügel im Westen der sichtbaren Ablagerung der Massenbewegung; b) übereinander gestapelte Blöcke im Südwesten der Ablagerung; c) Aufschluss der Ablagerung im Süden des mittleren Hügels, man beachte die verstreute Verteilung der Großblöcke; d) Detail der Fazies aus Kiesen und unterschiedlich großen Blöcken in reichlich sandig-kiesiger Matrix.



Abb. 124 - Aushub im Norden des Hügels der Kirche St. Andreas, mit dem Felsuntergrund aus quarzreichen Glimmerschiefern (1) und darüber bzw. rechts (2) unterschiedlich großen Blöcken aus überwiegend Kalksilikatmarmoren. Bichl, Ratschingstal.



Abb. 125 - Übersicht auf den linken Hang des Ratschingstals bei Pichl: (1) und (2) bezeichnen die Hauptaufschlüsse einer alten Massenbewegung vom bergseitig liegenden Hang, der fast vollständig durch Murschuttströme zweier großer, miteinander verschmolzener Kegel (Wiesenflächen) bedeckt ist. Das Foto wurde vom gegenüberliegenden Hang, im Bereich von Blosegg, aufgenommen.

Blöcken, vorwiegend aus Kalksilikatmarmoren, die auf dem Felsuntergrund aus quarzreichen Glimmerschiefern aufliegen.

Diese Massenbewegung scheint den östlichsten Teil einer Reihe von Ablagerungen zu bilden, die weiter im Westen an der hangseitigen Böschung der L.S. 38 und vor allem beim Kohlerhof/*Prati* auftreten und bis oberhalb des TV-Umsetzers reichen (Abb. 125). Die Ablagerungen bestehen aus unterschiedlich großen Blöcken im Kubikmeterbereich (maximales Volumen etwa 30 m³), die vorwiegend aus Kalksilikatmarmoren bestehen (Abb. 126a). Darüber liegende Murschuttkegel haben die Ablagerungen der Massenbewegung fast vollständig bedeckt und lassen die entsprechenden Formen nur mehr schwer erkennen. Der Hügel mit der Kirche St. Andreas stellt hierbei eine Ausnahme dar, da er im distalen Randbereich des Kegels liegt und teilweise unberührt vorliegt. Das Vorkommen von Massenbewegungen in diesem Gebiet wird auch durch den Ortsnamen „Gand“⁽⁵⁾ unterstrichen, der in der Historischen Katasterkarte von 1858 und in KLEBELSBERG (1953, S. 55) aufscheint.

Die Ablagerungen gehen auf einen Bergsturz von der oberen linken Talseite zurück und versperrten teilweise das Tal, wodurch taleinwärts ein kleiner See aufgestaut wurde. Einige Reste der ursprünglichen Oberfläche der distalen Bergsturzaflagerungen sind im Randbereich nahe der Böschung zur unterhalb verlaufenden Landesstraße bzw. des Ratschinger Bachs erhalten geblieben. Da sie weder erodiert noch von jüngeren Ablagerungen überdeckt sind (Abb. 126b), kann man ableiten, dass der Talboden bis auf eine Höhe von etwa 1350-1360 m abgeriegelt war. Eine dementsprechende Überlaufhöhe des taleinwärts aufgestauten Sees stimmt perfekt mit den Seeablagerungen überein, die bis auf eine maximale Höhe von 1350 m vorkommen. Die Bergsturzaflagerung liegt zum Teil direkt über dem Felsuntergrund, wie beispielsweise am Fuß der Böschung zu beobachten ist. Daraus folgt auch, dass der aktuelle Verlauf des Ratschinger Bachs durch die oben genannten Kegel abgedrängt wurde und sich epigenetisch ein neues Bachbett schuf. Zeitlich gesehen sind die oben beschriebenen Massenbewegungen auf Basis der Umgestaltungen und der Bodenbildung im unteren Holozän anzusiedeln.

Eine gut erkennbare Massenbewegung liegt im ENE des Pfuornsees/*Lago del Forno* im Ridnauntal. Die Ablagerung zeigt eine undeutliche Kegelform und endet im See, wodurch dessen Breite hier etwas eingeschnürt wird. Die unterschiedlich großen Sturzblöcke bestehen aus gebänderten Paragneisen der Ötztal-Decke. An der Oberfläche sind Murrinnen vorhanden. Trotz der äußerst geringen Sedimentablagerung in den Rinnen ist eine gewisse Remodellierung der ursprünglichen Ablagerungsfläche auszumachen. Das Abbruchgebiet des Felssturzes befindet sich direkt oberhalb des Akkumulationsgebietes bzw. dessen Apex und ist deutlich sichtbar. Man erkennt eine gewölbte Anbruchnische von ca.

(5) Gand, ein altes langobardisches Wort, bedeutet so viel wie Fels- und Bergsturz oder Sturzaflagerungen (PFAFF, 1933, S. 5).



Abb. 126 - a) Blöcke aus vorwiegend Kalksilikatmarmoren in der Bergsturzablagung in der Nähe des TV-Umsetzers im NW des Kohlerhofs; b) dieselbe Bergsturzablagung am Böschungrand im Norden (orographisch links) des Einschnittes des Ratschinger Bachs. Pichl, Ratschingstal.

120 m Breite. Unmittelbar darunter verläuft eine ausgedehnte Strukturfläche, die mit der Hauptschieferung übereinstimmt. Es handelt es sich um ein typisches Felsgleiten/Felssturz in einem stark zerlegten Gebirge mit schräg zum Hang bis hangwärts einfallenden Strukturen. Am gegenüberliegenden Seeufer besteht ein weiterer, kleiner Felssturz mit Blöcken, die sich aus der darüber liegenden Wand lösten. Die Anbruchnische ist auch hier gut zu erkennen und ebenso bei zwei weiteren Felssturzablagungen im Süden und Osten des Sees. Weitere Massenbewegungen durch die Prozesse Felsgleiten/Sturz finden sich im Egetental/*Valle dell'Erpice*, im Norden und Westen des Trüben Sees/*Lago Torbo*. Ein Felssturz im Westen des Sees wurde aus Maßstabsgründen nicht dargestellt, zeigt allerdings viele Gemeinsamkeiten mit jenem beim Pfnursee: eine kegelförmige Ablagerung bis in den Talgrund samt Einschnürung des Sees sowie eine Umformung durch Murgänge und Gerölleintrag, die hier nochmals stärker ausgeprägt ist. Auch in diesem Fall wird der Felssturz begünstigt durch den strukturellen Bau im Anbruchbereich, bzw. im Einschnitt und an den Felswänden unmittelbar oberhalb der Ablagerungen der Massenbewegung.

Massenbewegungen im Zusammenhang mit vergleichbaren begünstigenden Faktoren (in Hangrichtung einfallende Klufflächen oder Schieferungsflächen, Zusammentreffen von mehreren Störungssystemen), mit einer Bewegung durch Gleiten und/oder Sturz sowie mit großen Blöcken in der Ablagerung finden sich auch in anderen Gebieten: im Bereich der Timmelsalm/*Valle del Tumulo* (z.B. nördlich des Gürtelspitz/*Croda di Cintola*; im SE des Hinteren Kitzkogel/*M. Agnello di Dentro*), im Seeber Tal/*Valle del Lago* (z.B. am Ausgang ins Passeiertal, auf der rechten Seite; im NW vom Grinolspitz/*La Testa del Lago*), im Passeiertal (z.B. im Westen des Scheibkopf/*Testa Scheib*, Abb. 127), usw. Aus Maßstabsgründen sind einige davon auf der Karte nicht dargestellt.

Große Rutschungen im Fels sind in diversen Gebieten vorhanden. Das größte Phänomen im Passeiertal ist zweifellos der Bergsturz vom Gander Berg, auf der



Abb. 127 - Übersicht auf den rechten Hang des Seeber Tals mit dem überragenden Scheibkopf (2817 m) im Hintergrund. Im Vordergrund sind im NW des Grinolspitz grobblockige Sturzmassen zu erkennen; sie wurden durch die hangparallel einfallenden Schieferungsflächen und durch eine Zerklüftung des Gebirges begünstigt.

linken Seite des hinteren Passeiertals, der bereits in Kapitel II erwähnt wurde und in Kapitel VII.2 ausführlich beschrieben ist. Dabei handelt es sich um eine aktive Massenbewegung, die bereits in historischer Zeit bekannt war, nachdem ein großer Teil des Hanges abrutschte und das Passeiertal abriegelte bzw. einen See aufstaute. Der See weist eine komplizierte Geschichte auf, die in direktem Zusammenhang mit dem Gleitprozess am Hang steht. Eine erste Entstehung des aufgestauten Sees geht auf das Jahr 1401 n.Chr. zurück, das endgültige Verschwinden ereignete sich im Jahr 1774. Seitdem besteht der See nicht mehr und wurde von der Passer aufsedimentiert, wodurch die Seeablagerungen überdeckt wurden. Dazwischen sind mehrere Phasen von Auslauf und Neubildung des Sees bekannt (vgl. Kap. VII.5 in BARGOSI *et alii*, 2010), mit Flutwellen im Passeiertal und bis nach Meran. Auch die Sedimentation im Talboden wurde durch diese Ereignisse gesteuert, mit der Ablagerung von hochenergetischen Fazies sowie lokaler Bacheintiefung bzw. Terrassierung. Der Bergsturz vom Gander Berg ist Teil eines größeren Gebietes mit einer tiefgründigen Massenbewegung an der linken Hangflanke des hinteren Passeiertals (vgl. Kap. VII.3.). Ein weiterer

großer Bergsturz liegt oberhalb von Schönau/*Belprato*. und betrifft ebenfalls weite Teile am linken Hang des hinteren Passeiertals. Weitere Phänomene dieser Art mit unterschiedlich großen involvierten Hangabschnitten finden sich im Waltental/*Valle di Valtina* (im Norden des Nörderspitz/*Punta di Tramontana* und unterhalb des Sailer Taljochs/*Forcella di Val Sala*), im mittleren Passeiertal (im S der Kleinen Kreuzspitze/*Piccola Punta di Monte Croce*), im Ridnauntal (z.B. im NW von Opificio) und im Pflerschtal (im Norden des Maratschspitz/*Monte Maraccio*). Viele dieser Prozesse betreffen ganze Felsbereiche, die sich en-block Hang abwärts bewegen.

Glaziale und periglaziale Ablagerungen

Hinweise einer holozänen glazialen Dynamik vor der Kleinen Eiszeit sind recht selten und unsicher.

Die entsprechenden Sedimente zeigen eine geringere Bodenbildung im Vergleich zu älteren und liegen im Allgemeinen tiefer als die Ablagerungen der Kleinen Eiszeit. Die Ablagerungen bestehen vorwiegend aus massigem, matrixgestütztem Diamikt, mit hauptsächlich kantengerundeten bis angerundeten Klasten lokaler Herkunft und werden als Ausschmelzmoräne interpretiert. Die Sedimente treten kleinräumig auf und weisen eine geringe Mächtigkeit (zwischen einigen Metern und einem Zehnermeter) auf. Die wichtigsten Aufschlüsse befinden sich im Einzugsgebiet des Ridnauner Baches (siehe weiter unten), auf über 2500 m Mh. Auf jeden Fall ist die stratigraphische Einordnung dieser Ablagerungen teils nicht endgültig geklärt.

Eindeutig einzustufen und von großer stratigraphischer Wichtigkeit ist der Aufschluss bei den Sandböden (Egetental/*Valle dell'Erpice* im hinteren Ridnauntal), am rechten Ufer des Ferner Baches, im SSW der Grohmannhütte/*Rif. Vedretta Piana* (Abb. 128). Hier hat der Ferner Bach die glazialen Ablagerungen der Ebene eingeschnitten und eine örtlich bis zu 8-9 m hohe Erosionsböschung hinterlassen. Im östlichsten Teil des Aufschlusses tritt eine Abfolge auf, die sich von oben nach unten wie folgt zusammensetzt (Abb. 129a):

Einheit 1: etwa 1,8 m massige, matrixgestützte Diamikte, reich an unterschiedlich großen, angerundeten bis gerundeten Klasten. Innerhalb des Diamikts treten 5-20 cm dicke Lagen mit planarer Geometrie und bisweilen Linsen von grauen, siltigen Feinsanden sowie von gradierten, mittel- bis grobkörnigen Sanden auf. Diese Bildungen werden als Ausschmelzmoräne (*melt-out till*, Obermoräne) interpretiert, mit untergeordneten Einschaltungen von niedrigerenergetischen, fluvioglazialen Ablagerungen. Sie liegen über einem etwa 20 cm mächtigen, gut verdichteten und matrixgestützten Diamikt (Verhältnis Klasten/Matrix ~ 15/85) von dunkelgrauer Farbe, der lokal von Scherflächen gekennzeichnet ist. Dieses Niveau wurde als Grundmoräne interpretiert und liegt scheinbar konkordant über:



Abb. 128 - Rechte Seite des Ferner Bachs, hier durch eine mehrere Meter hohe Uferböschung in aktiver Erosion gekennzeichnet, wo glaziale bis postglaziale Ablagerungen und Bildungen der Kleinen Eiszeit auftreten, die im PTG undifferenziert bzw. als Amola-Subsynthem kartiert wurden (siehe Text). Örtlichkeit Sandböden im Egetental (hinteres Ridnauntal). Zur Lage des dargestellten Bereiches siehe auch Abb. 132. (Foto: T. Abbà).

Einheit 2: etwa 50 cm mächtige braune, sandige bis kiesig-sandige Schichten, die dünne organische Zwischenlagen enthalten (2 in Abb. 129a). In letzteren sind auch Holzreste (hauptsächlich Wurzeln) mit bis zu 4-5 cm Durchmesser vorhanden (Abb. 129b).

Abschnittsweise ist eine deutliche Bodenbildung zu erkennen, mit diffus vorkommendem organischem Material, sowie kleinen Pflanzenresten in einer überwiegend sandigen Matrix. Diese Abfolge ist nicht primär gelagert, sondern befindet sich innerhalb von unregelmäßig geformten Schichten aus kiesigen Sanden oder innerhalb von Diamikten. Diese besonderen Verhältnisse werden der Tätigkeit des Ebenferners/*Vedretta Piana* zugeschrieben, der während der Kleinen Eiszeit in dieses Gebiet vorstieß und die vorherigen glazialen Ablagerungen regelrecht durchpflügte. Dies führte zu einer schwachen und lokal kaum erkennbaren Erosion der obersten Bodenhorizonte sowie der talseitigen Verfrachtung (einige Meter?) von großen Sedimentschollen. Gleichzeitig wurden neue glaziale Sedimente eingepresst und dazwischen eingeschaltet. Entsprechend kann die dünne Lage Grundmoräne der maximalen Vorstoßphase

der Kleinen Eiszeit zugeordnet werden, und sollte als Amola-Subsynthem kartiert werden, wenn sie auch aus Maßstabsgründen nicht dargestellt ist. Die darüber folgende Ausschmelzmoräne kann chronologisch in die Rückzugsphase nach der Kleinen Eiszeit gestellt und somit innerhalb der Post Kleinen Eiszeit Einheit kartiert werden (siehe Kap. 3.4.3.3.).

Einheit 3: Unterhalb der Einheit 2 und bis an den Fuß der Erosionsböschung befinden sich gut verdichtete, matrixgestützte Diamikte mit sandig-kiesiger Matrix, massig und von grauer Farbe. Sie weisen überwiegend gerundete und angerundete Klasten aus Paragneisen, Gneisen sowie untergeordneten Amphiboliten, Quarziten und anderen Lithologien auf (3 in Abb. 129a). Diese Bildungen können als Ausschmelzmoräne interpretiert werden und bilden den oberen Teil einer älteren glazialen Einheit, auf der die Ablagerungen des Amola-Subsystems aufliegen. Wie bereits erwähnt, befindet sich am Top dieser Einheit ein schwach erodierter Bodenhorizont, der aufgrund seiner Entwicklung eine Zuteilung ins mittlere bis obere Holozän erlaubt. Aus diesem Grund wurde diese Einheit im Postglazialen Alpenen Synthem undifferenziert kartiert.

Die Holz- und Pflanzenreste ermöglichen über ^{14}C -Datierungen ein theoretisch maximales Alter für den anschließenden Vorstoß des Ebenferners in diesem Gebiet zu eruieren. Zu diesem Zweck wurden Pflanzenreste am Top des Horizontes und etwa 10 cm darunter entnommen. Sie ergaben kalibrierte Alter von etwa 1160 bis 1390 n.Chr. (siehe Tabelle 2, Proben: Ferner 1 und Ferner 2). Diese Datierungen stimmen sehr gut mit der sogenannten „Mittelalterlichen Warmzeit“ (9.-13. Jahrhundert, vor der Kleinen Eiszeit) überein (vgl. z.B. OROMBELLI, 2007). Historisch besonders günstige klimatische Bedingungen in

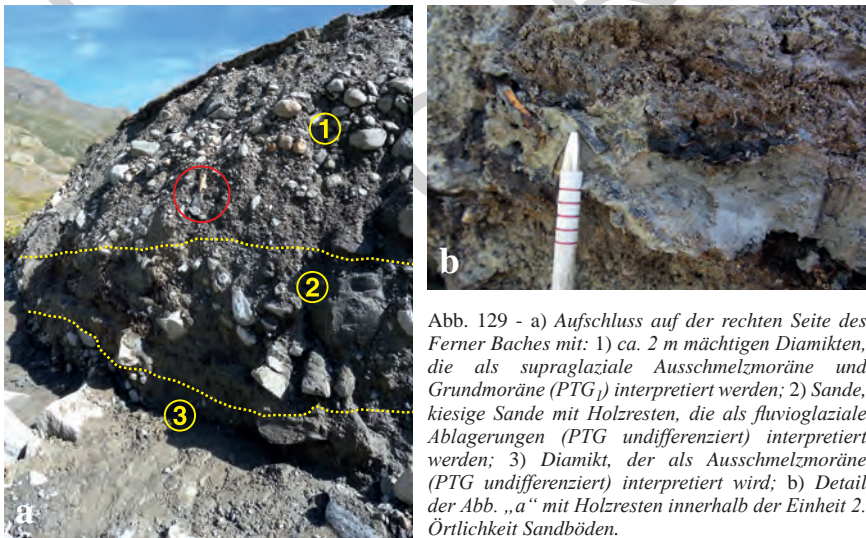


Abb. 129 - a) Aufschluss auf der rechten Seite des Ferner Baches mit: 1) ca. 2 m mächtigen Diamikten, die als supraglaziale Ausschmelzmoräne und Grundmoräne (PTG₁) interpretiert werden; 2) Sande, kiesige Sande mit Holzresten, die als fluvioglaziale Ablagerungen (PTG undifferenziert) interpretiert werden; 3) Diamikt, der als Ausschmelzmoräne (PTG undifferenziert) interpretiert wird; b) Detail der Abb. „a“ mit Holzresten innerhalb der Einheit 2. Örtlichkeit Sandböden.

diesem hochalpinen Gebiet über 2150 m ü.d.M. sind indirekt auch im „Boten von und für Tirol und Vorarlberg“ vom August 1825 angedeutet. In der Folge wird ein Auszug des Textes wiedergeben, wie er sinngemäß in FRANCHI & DINALE (2015) steht: (...) *Etwas oberhalb (vom Aglsboden), in einer großen Fläche, war vor mehr als hundert Jahren eine herrliche Alpe, die nun immerwährend mit Eis und Schnee bedeckt ist* (...). CASTIGLIONI (1930b, S. 154) berichtet, dass dieses Gebiet „die Schöne“ genannt wurde und „im Kessel des Ebenferners liegen sollte“, was den heutigen „Sandböden“ entspricht. Der Fund von Holzresten und Wurzeln deutet darauf hin, dass hier neben Grasbewuchs auch Sträucher und Bäume vorhanden waren, wenn auch wahrscheinlich niederstämmig. Die darüber liegenden Diamikte können der Kleinen Eiszeit (siehe Kap. 3.4.3.2.) bzw. der Rückzugsphase nach der Kleinen Eiszeit (siehe Kap. 3.4.3.3.) zugeordnet werden.

Unter den kartierten Ablagerungen seien jene in der Oberen Senner Egeten (Einzugsgebiet des Ridnauner Baches) erwähnt, die auf den Zusammenfluss lokaler Gletscher zu einer einzigen Zunge hindeuten, wobei die Stirn auf der Nordseite bis auf eine Höhe von etwa 2565 m reichte. Immer im Ridnauntal befinden sich weitere Ablagerungen dieser Art im Gletscherkar im NE des Moarer



Abb. 130 - Blockschuttwülste (Protalus rampart) auf ca. 2100 m Höhe, im SW des Pflerscher Tribulaun. Pflerschtal, in der Nähe des Wanderweges Nr. 8 zur Tribulaunhütte.

Egetensees/*Lago dell'Erpice*, und südlich der Sandböden, im unteren Egetental. Hier befindet sich ein morphologisch kaum hervortretender Moränenwall, skelettartig erodiert, der hauptsächlich aus undeutlich gerundeten, verschieden großen Blöcken aus überwiegenden Paragneisen, besteht. Er verläuft beidseitig des Egetentals mit einer größeren Erstreckung auf der rechten Seite (5 in Abb. 133). Auf der Höhe des Trüberseebaches/*Rio del Lago Torbo* markiert er einen Stand des Ebenferners (siehe Kap. 3.4.3.2.) etwa 150 m südlich des maximalen Vorstoßes in der Kleinen Eiszeit, was historisch dokumentiert und in den Kartenwerken zu Beginn des 19. Jahrhunderts verzeichnet ist (siehe z.B. Abb. 132). Deshalb und aufgrund der ausgeprägteren Vegetation sowie des Verwitterungsgrades wurden diese Sedimente als glaziale Ablagerungen undifferenziert in der vorliegenden Einheit kartiert. Unklar ist die Bedeutung des kurzen Geländerückens, der neben dem Trüberseebach grob ENE-WSW verläuft und zwischen dem oben beschriebenen Skelettmoränenwall liegt. Auf der Erosionsböschung an seinem Ostrand treten vorwiegend massige, matrixgestützte Diamikte auf, daneben aber auch undeutlich geschichtete, massige Schotter, Sande sowie kiesige bis siltige Sande (aus Maßstabsgründen auf der Karte nicht dargestellt). Im Allgemeinen deuten die Fazies auf vorherrschende Murprozesse hin, teilweise aber auch auf einen konsistenten Strömungstransport. Durch die unterschiedlich starke Zementation einzelner Schichten, kann den Ablagerungen ein erhebliches Alter zugeordnet werden.

Als periglaziale Ablagerungen wurden die Schuttmassen bezeichnet, die als Blockschuttwülste am Rande von Firnfeldern bekannt sind (*protalus rampart* in der englischsprachigen Literatur). Es handelt sich um Ablagerungen aus Kiesen und Blöcken oder hauptsächlich Blöcken mit einem lockeren oder zum Teil offenen Gefüge. Normalerweise bilden sie einen hangparallelen bzw. leicht talwärts gewölbten Wulst. Dabei erreichen sie Höhen von einigen Metern und Längen im Zehnermeterbereich. Vom Hang selbst sind sie durch eine mehr oder weniger ausgeprägte Gegenneigung getrennt, die teilweise durch Hangschutt oder gemischte Sedimente verfüllt sein kann. Diese Ablagerungen befinden sich in der Regel oberhalb von 2000 m Höhe, in nicht bewaldeten Gebieten, im oberen Abschnitt der Haupt- und Seitentäler. Die bedeutendsten Beispiele treten im hinteren Pflerschtal, oberhalb des Wanderweges zur Tribulaunhütte/*Rif. Calciati al Tribulaun*, zwischen 2100 und 2200 m Höhe (Abb. 132) auf.

Künstliche Aufschüttungen

Die bedeutendsten künstlichen Aufschüttungen treten im Talbodenbereich der Passer auf. Es handelt sich um Kies-Sand-Gemische oder feinkörnige Sedimente, die vielfach als Waschrückstand anfallen. Sie finden sich meist als Verfüllung von aufgelassenen Schottergruben (z.B. südlich von St. Leonhard in Passeier und südlich von Rabenstein) (siehe auch Kap. VII.5.2.) und können dort auch eine Mächtigkeit von ca. 10-15 m erreichen. Künstliche Aufschüttungen aus

vorwiegend Kies und Blöcken bestehen im Bereich von Planien oder Parkplätzen (z.B. beim Poschhaus im Lazzacher Tal), bei Lawinendämmen (z.B. bei der Lidoferrhütte im Pflerschtal oder nördlich des Jaufenpasses) oder im Bereich von Löschwasserbecken (z.B. bei der Schwanalm/*Malga Sociale* im Ratschingstal).

Zu den künstlichen Ablagerungen zählen auch Bergwerkshalden, die im Bereich des gesamten Bergbaugesbietes am Schneeberg (siehe Kap. VII.5.3.) vorkommen, insbesondere im Schneeberger Kessel (siehe Kap. II.). In geringerem Umfang sind Abraumhalden auch im Bereich der Lazzacher Alm/*Alpe di Lazzago* (Einzugsgebiet des Ridnauner Baches), im Ratschingstal und im Pflerschtal (Örtlichkeit Stein-Wiesen) anzutreffen. Diese Ablagerungen treten sowohl isoliert, als auch bereichsweise in ausgedehnten Halden auf. Sie bestehen vorwiegend aus gut sortierten Kiesen bis sandigen Kiesen, bisweilen mit Blöcken. Die Mächtigkeit reicht von ca. 1 bis 7-8 m, wobei im Norden des Seemooses/*Palude del Lago* wahrscheinlich Mächtigkeiten von bis zu 10 m erreicht werden. Sie stellen den sogenannten Abraum dar, der bei der Gewinnung des Nutzminerals oder bei der ersten Verarbeitung desselben verworfen wird. Es sei daran erinnert, dass erst Ende des 18. Jahrhunderts die Technik zum Aufschmelzen der Zinkblende entwickelt wurde, wodurch die älteren Halden nochmals auf dieses Erz hin untersucht und genutzt wurden (TASSER, 1994).

Die im undifferenzierten Alpen Postglazialen Synthem kartierten Sedimente erreichen eine Mächtigkeit von einem bis etwa hundert Metern. Chronologisch liegen sie zwischen dem Oberpleistozän *p.p.* und heute.

3.4.3.1. - Amola-Subsynthem (PTG₁)

Das Amola-Subsynthem bildet eine untergeordnete Einheit und umfasst glazigene Ablagerungen in direkter Verbindung mit den Gletschern der Kleinen Eiszeit. Die Einheit wurde vom angrenzenden Blatt 013 „Meran“ im Maßstab 1:50.000 (BARGOSI *et alii*, 2010) übernommen und weist folgende Eigenschaften auf:

- 1) sie umfasst die glazigenen Sedimente seit der Kleinen Eiszeit bis heute;
- 2) Neben den glazigenen Ablagerungen (Ausschmelzmoräne und Moräne undifferenziert, Eisrandsedimente, glaziolakustrine und fluvioglaziale Ablagerungen) in direkter Verbindung mit den Gletschern der Kleinen Eiszeit, beinhaltet sie auch nicht glaziale Ablagerungen (Hangschutt und gravitative Ablagerungen, alluviale und fluvioglaziale sowie gemischte Ablagerungen) in Bereichen, die erst nach der Kleinen Eiszeit eisfrei wurden.

Im vorliegenden Blatt wurde zusätzlich eine informelle Untereinheit im Amola-Subsynthem definiert, die als „Post Kleine Eiszeit Einheit“ bezeichnet wurde. Diese umfasst alle Ablagerungen von morpho-dynamischen Prozessen, die erst nach dem maximalen Vorstoß der Gletscher in der Kleinen Eiszeit stattfanden. Berücksichtigt wurden Ablagerungen, wo eine eindeutige Unterscheidung möglich ist und durch historisches Material, Fotografien,

Kartenwerke und Geländebefunde belegt ist. Viele der glazialen Ablagerungen, welche in dieser informellen Einheit kartiert wurden, stehen im Zusammenhang mit dem starken Rückgang der Gletscher in den letzten Jahrzehnten, sofern dies durch glaziologische Untersuchungen und eine umfangreiche, fotografische Dokumentation gut nachvollziehbar ist. Diese informelle Einheit umfasst nicht sämtliche Ablagerungen nach der Kleinen Eiszeit, sondern nur jene, die eindeutig ausgehalten und eigenständig kartiert werden können. Alle anderen Ablagerungen, die nicht eindeutig von denen zum Hauptvorstoß der Kleinen Eiszeit abgegrenzt werden können, wurden undifferenziert im Amola-Subsynthem kartiert. Dieses Vorgehen wurde etwa für die Ablagerungen im Bereich des Timmelsferners/*Vedretta Nera* im Bereich der Timmelsalm (hinteres Passeiertal) angewandt.

Im Kartenblatt finden sich Ablagerungen der Kleinen Eiszeit in den Passeirer Alpen, insbesondere am linken Hang des Pfelderer Tals und im Talschluss des Seeber Tals, sowie in den Westlichen Stubai Alpen auf, wo die Gletscherapparate der Kleinen Eiszeit zahlreicher und umfangreicher vertreten sind. Sie befinden sich hier jeweils im Talschluss von Pflerschtal, Ridnauntal und der Timmelsalm, wo auch noch heute Gletscher bestehen, die auf jene der Kleinen Eiszeit zurückzuführen sind bzw. aus ihrer Zergliederung in kleinere Apparate oder einzelne Zungen resultieren. Bereits in den 1930er Jahren, zur Zeit der Aufnahmen von Bruno Castiglioni (CASTIGLIONI, 1928, 1930a und 1930b), waren einige der kleineren Gletscher der Kleinen Eiszeit vollständig abgeschmolzen, wie man aus Abb. 102 ableiten kann. Dies betraf vor allem die linke Seite des Pfelderer Tals unterhalb des Grenzkamms.

Die Erkennung von glazialen Ablagerungen der Kleinen Eiszeit basiert nicht einzig auf der Geländeaufnahme anhand Methoden der relativen Altersbestimmung, sondern auch auf der Auswertung von historischen Kartenwerken (z.B. HAUSHOFER & HOFFMANN, 1876 und 1878; HENTZNER & HELLFARTH, 1869), alten Fotos und Zeichnungen sowie Daten aus der historischen Literatur für dieses Gebiet des Alpenraums (BARTH & PFAUNDLER, 1865; CASTIGLIONI, 1928, 1930a und 1930b; KNOLL, 2009; KNOLL & KERSCHNER, 2009; KNOLL *et alii*, 2009; MOSNA, 1924; PFAUNDLER, 1871; RICHTER, 1888 und 1903). Die wichtigsten verwendeten topographischen Karten sind am Ende des Literaturverzeichnisses aufgeführt.

Das repräsentativste Aufschlussprofil für die untersuchten Ablagerungen liegt im Bereich der Sandböden auf der rechten Seite des Ferner Baches, im SSW der Grohmannhütte/*Rif. Vedretta Piana*. Diese wurde bereits in Kap. 3.4.3. ausführlich beschrieben (siehe "*Glaziale und periglaziale Ablagerungen*"), auf welches verwiesen wird.

Ausschmelzmoränen sind die häufigsten Ablagerungen des Amola-Subsynthems. Sie bestehen aus massigen, matrixgestützten Diamikten. Die Klasten sind in der Regel bei großen Gletscherapparaten stärker gerundet als im Bereich von kleinen Hanggletschern. Die Zusammensetzung hängt von den auftretenden Gesteinstypen im Einzugsgebiet ab. Der Anteil der

sandigen Matrix kann lokal auch über 50% betragen. Seltener treten massige, komponentengestützte Diamikte auf, die mitunter aus der Auswaschung der Feinkornfraktion durch Schmelzwasser zustande kommen. Beispiele dafür sind am östlichen und nördlichen Rand der Sandböden (hinteres Ridnauntal) vorhanden, wohin sich einst der Ebenferner erstreckte. Die Formen sind recht gut erhalten, wenn auch viele Moränenwälle kaum hervorstechen oder dicht beieinander liegen. In anderen Fällen sind die Umlagerungsprozesse durch Oberflächenwasserabfluss oder kolluviale Prozesse stärker ausgeprägt, wodurch die Bestimmung der Moränenwälle erschwert wird.

Moräne undifferenziert wurde an verschiedenen Stellen kartiert, wo die Aufschlüsse schlecht erhalten sind bzw. für eine direkte Untersuchung nicht zugänglich waren. In einigen wenigen Fällen sind Ausschmelz- und Grundmoräne so geringmächtig und eng verschachtelt, dass sie nicht getrennt dargestellt werden können und als Moräne undifferenziert bezeichnet wurden. Es handelt sich auch in diesem Fall um massige Diamikte, welche den vorherigen sehr ähnlich sind.

Glaziolakustrine Ablagerungen sind selten und kommen etwa am Rande des Übeltalferners vor. Nördlich des Vogelhüttensees (auch Vogelsee oder Übeltalsee) sind glaziolakustrine Ablagerungen an der Nordseite des Sees aufgeschlossen, entlang des alten Weges, der auf dem Grat des äußersten Moränenwalls der Kleinen Eiszeit bzw. unmittelbar talseitig davon verläuft. Auf wenigen Metern treten hier schwach kiesige Sande von graubrauner Farbe auf, mit einzelnen eingelagerten, kantigen Blöcken aus vorwiegend Gneisen. Entlang der Böschung eines durchgeführten kleinen Schurfes erkennt man mittel- und grobkörnige Sande in zentimeterdicken, laminierten Lagen, mit Einschaltungen von grauen, siltigen Feinsandschichten (Abb. 131a). Im Gesamtbild erscheinen die Ablagerungen undeutlich geschichtet und sind durch vermutlich Störungen mit geringem Versatz gekennzeichnet. Sie werden als Eisrandsedimente eines kleinen Sees am Rande des Übeltalferners interpretiert, zu einer Zeit als der Gletscher anwuchs, aber noch nicht den maximalen Vorstoß in diesem Gebiet erreicht hatte. Im Verlauf der maximalen Ausdehnung verbreiterte sich auch die Gletscherzunge und erreichte die seitlich gelegenen Eisrandbildungen bzw. überfuhr diese.

Die maximale Ausdehnung des Gletschers wird durch zwei Moränenwälle nachgezeichnet, die eng aneinander liegend in den Bereich des oben erwähnten Wanderwegs fallen. Somit wäre die Ausschmelzmoräne über den lakustrinen Fazies zu erklären, ebenso deren lokal geringe Mächtigkeit, wodurch die tieferen Eisrandsedimente erst zum Vorschein kommen können. Historisch belegte und viel ausgedehntere, glaziolakustrine Ablagerungen finden sich im Süden der Ebene der Sandböden, am Rande der ehemaligen maximalen Ausdehnung des Ebenferners während der Kleinen Eiszeit. Hier treten an der Oberfläche und an örtlichen Erosionsflächen meist mittel- bis feinkörnige Sande von gelblich-brauner Farbe auf (Abb. 131b-d). Die Aufschlüsse sind begrenzt. Sie zeigen eine terrassenförmige Morphologie und bilden vielfach kleine, sehr flache Hügel.

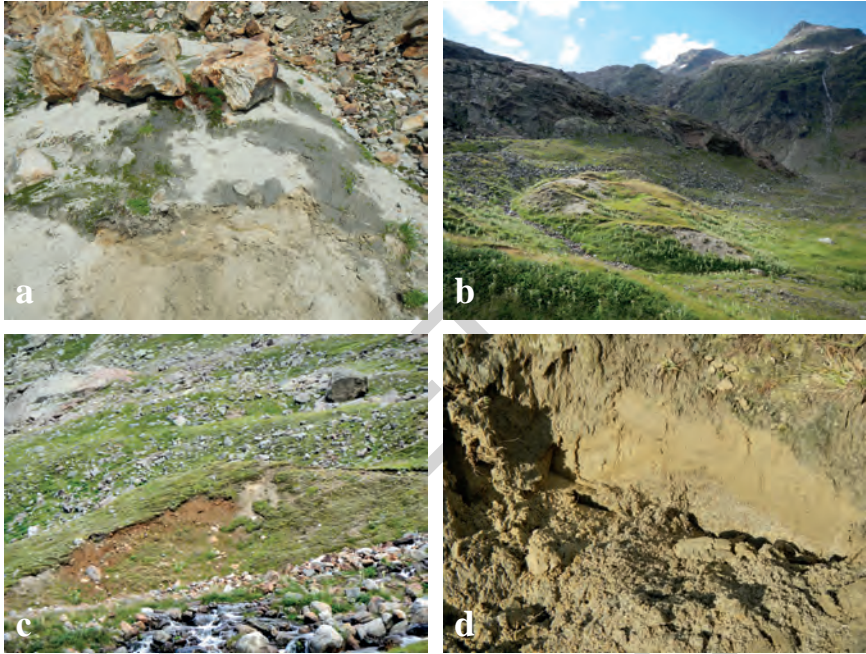


Abb. 131 - a) Schwach kiesige Sande, die in einem Eisrandsee abgelagert wurden, am Wanderweg im Norden des Vogelhüttensees (auch Übeltalsee, hinteres Rüdnauntal). b) Glaziolakustrine Sande in einem Aufschluss mit flacher, unregelmäßiger Hüegelmorphologie; c) Glaziolakustrine Sande und Diamikt an einer Böschung am Rand einer kleinen Terrasse; d) Detail der glaziolakustrinen Sandfazies in einem Aufschluss angrenzend an jenem im vorherigen Foto (die Aufschlusshöhe beträgt etwa 25 cm). Die Fotos b, c, d liegen im Süden der Sandböden, am Ausgang des Egetentals (hinteres Rüdnauntal).

Zu ihren Seiten bestehen massige Diamikte mit wenig Matrixgehalt, die als supraglaziale Ausschmelzmoräne ausgelegt werden können. Letztere bilden flache Wälle oder schmale, oft schlecht definierte Terrassen. Sie sind ungefähr entlang der Höhenlinien und somit halbkreisförmig – nach Norden offen – angeordnet. Diese Formen sind auch im Luftbild erkennbar. Örtlich überlagert der Diamikt die Sande. Dies ist auf der rechten Seite des Trüberseebaches gut zu erkennen, wo durch die Bacherosion die Beziehungen zwischen den vorhandenen Fazies gut einsehbar sind (Abb. 131c). CASTIGLIONI (1930b) erklärt diese Situation mit einer Absenkung der Gletscheroberfläche: (...) „Eine vorübergehende Ruhephase ist an den umliegenden Hängen durch eine Moränterrasse oder durch mehrere übereinander liegende Terrassen gekennzeichnet; dies kann am Ausgang des Egetentals beobachtet werden, wo sie mit terrassierten Alluvionen verzahnen und wo sehr feine Sande überwiegen, die von einem alten kleinen See zeugen“. Tatsächlich überwiegen an der Oberfläche einiger dieser kleinen Terrassen schlecht sortierte Schotter, die als alluviale Ablagerungen interpretiert werden

können, gegenüber den Diamikten. Diese Fazies-Vergesellschaftung entspricht Eisrandbedingungen. Es kommen matrixgestützte, massige Diamikte, massige bis geschichtete Sande sowie schlecht sortierte Schotter vor. Die Morphologie zeigt kleine, in verschiedenen Höhenniveaus angeordnete Terrassen. Auf der geologischen Karte wurden diese Fazies aus Maßstabsgründen zusammen mit den oben beschriebenen, glaziolakustrinen Ablagerungen kartiert. Das Vorhandensein eines Gletschersees an der Südseite der Senke des Ebenferners ist historisch gut dokumentiert. Der erste Nachweis findet sich in einer Lokalzeitung, dem *Boten von und für Tirol und Vorarlberg* vom August 1825:

(...) „Wenden wir uns westlich, so kommen wir in das Thal, die Egget genannt, von dem das Schicksal der armen Ridnauner abhängt. Hier bildet sich jährlich von Schnee-, Regen- und Ferner-Wasser von mehr als einer halben Stunde Länge und einer Viertelstunde Breite ein tiefer See, dessen Abfluss eine, einer hohen Mauer ähnliche, über das ganze Thal von vorne sich ziehende Eismasse versperrt. Glückliche, wenn diese Vormauer den zunehmenden Druck des Wassers aushält, und dieses von oben überfließt, (...) und in nicht zu schädlicher Höhe erhält, wie es die drei letztverflossenen Jahre geschehen ist. Unglücklich aber, wenn diese Eismauer nach gefülltem See von der Seite, oder wohl gar unterhalb bricht, mit Wuth und Toben Ridnaun überschwemmt (...)“. Dem sei noch hinzugefügt, was Castiglioni 1930 schreibt: „Dieser See blieb in trauriger Erinnerung aufgrund der Überschwemmungen, die das Ridnauntal jedes Mal heimsuchten, sobald die Wassermassen plötzlich einen Abfluss unter dem Gletscher fanden. Diese Ausbruchereignisse wiederholten sich über mehr als ein Jahrhundert, sofern es stimmt, dass bereits 1745 die ersten Gegenmaßnahmen ergriffen, bzw. 2 km weiter talauswärts ein Damm beim Aglsboden errichtet und die Ebene als Retentionsbecken genutzt wurden“ (CASTIGLIONI, 1930b). Hieraus kann man indirekt ableiten, dass die Entstehung des Ebenferners vor der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts erfolgte und zu dieser Zeit bereits ein Gletschersee bestand.

PFAUNDLER (1871, Bildtafel, s. Abb. 33) stellt den See in den heutigen Mündungsbereich des Trüberseebachs in die Senke und bezeichnet ihn als „Eisse“. Es handelte sich also um einen Eisrandsee, also einem Gewässer am Rande eines Gletschers, welcher ihm den Abfluss versperrte. Die Speisung erfolgte von zwei Seiten, durch den Gletscher (Schmelzwässer, kleine Eisberge) und durch den Trüberseebach. RICHTER (1888) schreibt, dass der See im August 1886 kein Wasser mehr führte, jedoch die Umrisse noch deutlich zu erkennen waren. Zu dieser Zeit war der Ebenferner auf eine Dicke von einigen Zehnermetern geschrumpft und sein Abschmelzen war schon im Gange, wenn auch nicht am unteren Ende der Gletscherzunge (in der Schlucht im Osten), sondern auf der rechten Flanke (Südseite), begünstigt durch das Seewasser, das sich im kleinen Maßstab immer noch neu sammelte, und den subglazialen Wildbach. Außerdem hatte sich auf dem Gletscher, knapp nördlich des Eissees, eine große und tiefe, halbkreisförmige Mulde gebildet, die Schmelzwasser des Gletschers aufnahm (RICHTER, 1888, Tafel 2). Um 1889 sind die Rahmenbedingungen für eine Neubildung des Eissees endgültig verschwunden. Gemäß der Rekonstruktion



Abb. 132 - Überblick auf die Sandböden, das untere Egetental und die umliegenden Berge vom Gamsberg (im SW der Teplitzerhütte) aus gesehen. Die Lage des Ebenferners am maximalen Vorstoß während der Kleinen Eiszeit ist durch eine gestrichelte Linie angedeutet. Die folgende Nummerierung bezeichnet einige der bedeutendsten, hier auftretenden Ablagerungen: 1) glaziolakustrine und glaziale Eisrandsedimente (PTG₁); 2) glaziolakustrine Ablagerungen (Post Kleine Eiszeit Einheit, PPU); 3) lakustrine und Moorablagerungen (PPU); 4) fluvio-glaziale Ablagerungen (PPU); 5) Skelettmoräne (PTG undifferenziert.); 6) Moräne und andere unklare Ablagerungen (PTG undifferenziert). Das Sternchen zeigt den in Abb. 129 dargestellten Aufschluss mit Holzresten.

von CASTIGLIONI (1930b) verschwindet zu jener Zeit auch der südliche Eisriegel der oben beschriebenen, großen halbkreisförmigen Mulde. Außerdem musste sich die Gletscherstirn zu diesem Zeitpunkt bereits soweit zurückgezogen haben, dass sie den felsigen Hang nicht mehr erreichte. „Der Bach (...) trat aus dem Gletscher heraus, noch bevor er sich mit dem Abfluss des Trüben Sees vereinte, und erreichte die Schlucht am unteren Ende der Senke nahezu ohne unterhalb der Eismassen zu fließen“ (CASTIGLIONI, 1930b, S. 156).

Beim Übeltalferner, dem größten Gletscher Südtirols, ist die Rekonstruktion des maximalen Vorstoßes in der Kleinen Eiszeit gut dargelegt in der Arbeit von CASTIGLIONI (1930b), die sich ihrerseits auf ältere Veröffentlichungen stützt. Am Hochstand um das Jahr 1850 reichte der Gletscher weit ins Tal und bedeckte die gesamte Senke, die heute als Sandböden bezeichnet wird. In diesem Abschnitt bildete er den „Ebenferner“. Die Ausdehnung des Gletschers in der Senke ist immer noch deutlich sichtbar, wie z.B. in Abb. 132 zu erkennen ist. In der Tafel im Maßstab 1:10.000 „Zungen-Ende des Übeltalferners 1902“, die dem Exkursionsführer des 9. Internationalen Geologischen Kongresses (PENCK & RICHTER, 1903) beiliegt, ist diese Grenze auf der Karte eingezeichnet und als „Obere alte Gletschergrenze, zugleich Vegetationsgrenze“ bezeichnet. Nach

dem Bericht von PFAUNDLER (1871) erreichte der Gletscher auch 1855 noch diese Position. Zur Zeit der Aufnahmen von CASTIGLIONI (cit.), d.h. in den 1930er Jahren, wurde diese Grenze durch „(...) frische Moränenreste, das Fehlen von Vegetation und die Nacktheit der glatt geschliffenen Felsen“ hervorgehoben. Nördlich des Ippeleskogels/*Cima Ippeles* (2366 m) reichte der Gletscher etwa bis zehn Meter unter den Sattel, während er weiter nördlich in die Egetental-Schlucht drängte und bis auf 2070-2080 m herabreichte. Noch 1865 beschrieben BARTH & PFAUNDLER die Gletscherstirn als „spitz und hängend“. Auf der nördlichen Seite erreichte der Gletscher fast die Grohmannhütte/*Rif. Vedretta Piana*, deren erster Bau in den Jahren 1887-1889 unweit des Gletschers erfolgte. Weiter taleinwärts, oberhalb des Vogelhüttensees/*Lago Vogel*, besteht eine gewisse Unsicherheit über die erreichte Position des Gletschers in der Kleinen Eiszeit. Hier befindet sich auch der westlichste Ast des Hangenden Ferners/*Vedretta Pendente*, der in einigen historischen Karten (z.B. Karte der Stubai-Alpen, Südblatt (Hochstubai), 1937) auch als Geißwandferner (oder Gaiswand Ferner) bezeichnet wird. Waren die beiden Gletscher in der Kleinen Eiszeit jemals vereint? Aus den gesammelten Daten geht dies nicht hervor, wie etwa in PFAUNDLER (1871) angegeben. Auf jeden Fall sollte die Stirn des Geißwandfernens etwa 200 m unterhalb des Geiswandspitz (2974 m) gelegen haben, mit einer sehr steilen Stirn aus mehreren Loben.

Auf der anderen Talseite lagen der Gletscher von Hochgewand/*Parete Alta* und der Übeltalferner etwa hundert Meter auseinander.

Der Gletscher im Talschluss des Egetentals dürfte zum Zeitpunkt des maximalen Vorstoßes während der Kleinen Eiszeit eine Stirn mit Doppelzunge aufgewiesen haben, wobei die obere Gletscherzunge bis an die Senner Egeten Seen heranreichte, während die untere bis etwa hundert Meter unterhalb des Hinteren Senner Egeten Sees herabreichte. Darauf deuten der Flechtenbewuchs auf dem dazwischenliegenden Rücken sowie kleine Senken bei den Seen hin. Diese Senken werden als Toteiskessel (*kettles holes*) interpretiert. Auf jeden Fall gibt es keine Hinweise darauf, dass der Nock Ferner/*Ghiacciaio del Dosso* mit diesen Eismassen in Verbindung stand, während die Stirn des Botzer Ferners/*Ghiacciaio orientale del Capro* wahrscheinlich bis nahe an den Fuß der Felswände reichte (Abb. 133).

Im Pflerschtal sind die Moränenapparate des Feuersteinfarners/*Vedretta di Montarso* gut zu erkennen. Die Formen deuten auf eine Gletscherstirn hin, die während der Kleinen Eiszeit bis auf eine Höhe von etwa 2070 m ü.d.M. herabreichte (Abb. 2). Die Lage der Stirn des Stubenfernens/*Ghiacciaio della Stua* ist hingegen unsicher: Stirnmoränen der Kleinen Eiszeit sind oberhalb des Stubensees erhalten. Es ist fraglich, ob der Gletscher jemals die felsige Mulde mit dem See erreichte, so wie einige historische Karten (z.B. „Dritte/Vierte Landesaufnahme Tirol (SW-Ausgabe)“ von 1890-1917, vorwiegend auf Basis von Kartierungen aus den Jahren 1869-1873) andeuten, im Widerspruch zu anderen, fast gleichaltrigen Kartenwerken (z.B. „Dritte Landesaufnahme“ 1864-1887, in Farbe, auf Basis der Kartierungen von 1870-73). Ein kleiner Gletscherapparat



Abb. 133 - *Stimmoränen der Kleiner Eiszeit des Botzer Ferners teilweise umgeformt durch das Schmelzwasser der verbliebenen Eismassen hinter den Felswänden im Hintergrund (Egetental, hinteres Ridnauntal).*

nördlich des Stubensees, unterhalb des Alpenhauptkamms, ist nicht gesichert, obwohl er auf der letzten Ausgabe der IGM-Karten noch angeführt ist. Aus den durchgeführten Kartierungen geht hervor, dass es tatsächlich Ablagerungen der kleinen Eiszeit gibt. Auf der gegenüberliegenden Talseite müssen die Gwinges-Gletscher während der Kleinen Eiszeit einen einzigen Gletscher gebildet haben, wie bereits von CASTIGLIONI (1930b) angedeutet, mit Stirnen, die lokal bis auf etwa 2400 m herabreichen konnten (Abb. 3). Infolge der Umlagerung durch Blockgletscher erscheinen sie auf der Karte auch auf niedrigeren Höhen. Das Vorhandensein eines kleinen Gletschers im Hängental des Sandessees/*Lago Sandes* ist nur auf wenigen historischen Karten (Specialkarte der Ostalpen - sect. Feurstein, Z.d.D.u.O.A., 1878; Karte des Brennergebiets, H.d.D.u.O.A., 1920) und in der Veröffentlichung von Castiglioni (1930a) ersichtlich. In der geologischen Karte ist ein kleiner Körper von Ausschmelzmoräne in der Mitte des Talschlusses, oberhalb von 2550 m, eingezeichnet.

Im Bereich der Timmelsalm (hinteres Passeiertal) wird im Wesentlichen die Rekonstruktion von CASTIGLIONI (1930a und 1930b) und von KNOLL (2009) bestätigt. Im Fall des Timmelsferners sind die Ablagerungen der Kleinen Eiszeit

und der späteren Phasen sehr gut zu erkennen, da sie durch den hohen Anteil an Klasten des hellen Wettersteindolomits hervorstechen, welcher im Einzugsgebiet dominiert und in niedrigeren Lagen nicht vorkommt (Abb. 134). Entsprechend ist die Untergrenze der Kleinen Eiszeit auch aus der Ferne oder in Luftbildern deutlich auszumachen (Abb. 20). Der einzige Gletscherapparat der Kleinen Eiszeit außerhalb des Talschlussbereiches der Timmelsalm betrifft ein Seitental (das Lange Tal), im Kar unterhalb des Hinteren Kitzkogels/*M. Agnello di Dentro* (3059 m). Hier wurden noch in den 1940er Jahren zwei kleine Kargletscher beschrieben (Karte der Stubaier-Alpen - Südblatt (Hochstubaier), H.d.D.u.O.A., 1937), von denen der nördliche auch noch in den IGM-Karten der 1980er Jahre eingezeichnet war. CASTIGLIONI (1930b) bewertete sie bei seinen Kartierungen als praktisch abgeschmolzen, wobei er den südlichen als eine dünnmächtige Eisschnee-Ansammlung und den nördlichen nur mehr als ein Firnfeld klassifizierte.

Die kartierten Ablagerungen im Talschluss des Seeber Tals und auf der linken Seite des Pfelderer Tals bestätigen hier weitestgehend die Auffassung von KNOLL (2009). Man muss auch erwähnen, dass im Pfelderer Tal ein beträchtlicher Teil der Formen und Ablagerungen durch die Erosion an den steilen Hängen verschwunden sind. Im Talschluss des Seeber Tals werden die Ablagerungen des Gletschers „*Ghiacciaio di Campo*“ (CASTIGLIONI, 1928), der wahrscheinlich zu Beginn des vorigen Jahrhunderts bereits abgeschmolzen war, großteils durch einen langgestreckten, aktiven Blockgletscher weiter talwärts transportiert. CASTIGLIONI (1928) rekonstruiert in seiner „Maximalen Ausdehnung im 19. Jahrhundert“ (Kleine Eiszeit) auch andernorts kleinere



Abb. 134 - Die Stirnmoränen der Kleinen Eiszeit des Timmelsferners, gut abzugrenzen durch den Farbkontrast zwischen diesen dolomitreichen Ablagerungen und dem dunklen Felsuntergrund der Ötztal-Decke (Timmelsalm, hinteres Passeiertal) (Foto: B. Monopoli).

Gletscherapparate, die von anderen Autoren oder in historischen Karten nicht dargestellt sind, etwa im Seeber Tal (nördlich vom Rauchjoch/*M. Scabro* (2926 m) sowie im Talschluss des Ratschingstals, nördlich des Moarerspitz (2806 m) im Egetental). Es handelt sich dabei allerdings um *talus rock glaciers*, d.h. um Blockgletscher, die durch die Umlagerung von Schutthalde oder Blockschutt entstanden. Auch das Vorkommen von kleinen Gletschern im Ridnauntal im S und SE des Aglsspitz/*Cima dell'Accla* (3194 m) kann angezweifelt werden. Diese sind allein im „Südblatt (Hochstubai)“ der „Karte der Stubaier-Alpen“ (H.d.D.u.O.A., 1937) dargestellt, fehlen jedoch in den älteren Kartenwerken. Eine weitere falsche Angabe dieser Art mit einem zusätzlichen Gletscherapparat oberhalb des Pfunsee/Lago del Forno findet sich auf der 2. und 3. Ausgabe der I.G.M.-Karte 4 I-NO „Montarso“.

Fluvioglaziale Ablagerungen wurden in mehreren Gebieten kartiert. Im Pflerschtal kommen sie direkt unterhalb der Moränenwälle der Kleinen Eiszeit des Stubenferners/*Ghiacciaio della Stua* vor. Sie bilden hier eine Ebene aus verflochtenen Fließrinnen an den Rändern und im Bereich des bereits stark aufgelandeten Sees (Oberer Stubensee/*Lago della Stua Superiore*). Im Ridnauntal treten fluvioglaziale Ablagerungen unterhalb der äußersten Moränenwälle des Hangenden Ferners/*Vedretta Pendente* auf. Hier kann am Nordrand der Sandböden ein kleiner, sich mehrfach überlappender fluvioglazialer Kegel ausgemacht werden, der in die Post Kleine Eiszeit Einheit gestellt wurde. Am Rande befindet sich der ältere, terrassierte fluvioglaziale Kegel, der dem Höhepunkt der Kleinen Eiszeit zugeordnet werden kann (5 in Abb. 132). Weitere fluvioglaziale Ablagerungen finden sich im Talschluss des Seeber Tals, im Pfelderer Tal, im Bereich der Timmelsalm und im Egetental. Es handelt sich um grob horizontal bis lokal kreuzgeschichtete Schotter mit Blöcken, die auf Gletscherwässer und eine mehr oder weniger bedeutende Erosion und Wildbachumlagerung des zuvor abgelagerten Moränenmaterials stammen. Im Pflerschtal und insbesondere in den östlichen und nördlichen Abschnitten überwiegen sandige Fazies gegenüber den kiesigen.

Die Hangschuttablagerungen bestehen aus locker bis offen gelagerten, generell kantigen und verschieden großen Kiesen und Blöcken lokaler Herkunft. Sie entsprechen den hochalpinen Schutthalde rund um die stark schwindenden Gletscher bzw. am Fuß der entsprechenden Felswände und Steilhänge. Im Pflerschtal bilden sie z.B. die Schutthalde am NW-Hang des Agljochs/*Giogo dell'Accla* (2825 m), wo vormalig ein kleiner Gletscher südlich des Feuersteinferners/*Vedretta di Montarso* bestand. Dasselbe gilt für die Schuttfelder im Einzugsgebiet des westlichen Gwinges-Gletschers. Im Ridnauntal finden sich zahlreiche Beispiele von Hangschuttablagerungen an den Rändern des Übeltalfers/*Vedretta di Malavalle* und des Ebenferners/*Vedretta Pendente*. In den Abschnitten, wo die Gletscher der Kleinen Eiszeit vollständig abgeschmolzen sind, seien die Ablagerungen im W und NW des Timmelsspitz/*M. Tumulo* (3033 m), an den Rändern des gleichnamigen Gletschers, erwähnt, ebenso die Schutthalde auf der anderen Seite des Bergrückens, im Gebiet der

ehemaligen Senneregeten Ferner. Hier wird in der Nähe des Egetjochs/*Passo dell'Erpice* (2695 m) der Hangschutt am Fuß der Nordwände der Moarer Weißen durch einen schönen Blockgletscher umgelagert, dessen westlichster Lobus sich über die glazialen Ablagerungen der Rückzugsphase nach der Kleinen Eiszeit (Post Kleine Eiszeit Einheit) schiebt.

Murgänge und Lawinen führen zur Bildung von gemischten Ablagerungen, vor allem an der Basis von Schutthalden (z.B. im NW des Timmelsspitz, 3033 m). manchmal bilden sie Kegel aus. In anderen Fällen liegen solche Ablagerungen am Rande von Gletscherapparaten der Kleinen Eiszeit bzw. unterhalb davon; sie entstehen durch Erosion und Umlagerung der älteren Ablagerungen (z.B. im Bereich der Timmelsalm). Bisweilen erfolgt diese Aufarbeitung durch Wildbäche (z.B. Timmelsalm, unterhalb des Rötenerfers). Im Allgemeinen bestehen die Ablagerungen aus verschieden großen, schlecht sortierten Kiesen bis hin zu massigen Diamikten. Letztere überwiegen bei vorwiegender Murtätigkeit und Umlagerung von glazialen Ablagerungen. Es besteht eine gute lithologische Übereinstimmung mit den erodierten Ablagerungen bzw. mit den Gesteinstypen des Felsuntergrundes, sofern diese ebenfalls aufgearbeitet wurden.

Die maximale Mächtigkeit der kartierten Ablagerungen des Amola-Subsynthems erreicht mehrere Zehnermeter.

Die Obergrenze ist durch eine fehlende oder sehr geringe (maximal 5-8 cm Mächtigkeit) Bodenbildung gekennzeichnet; die Bewachsung mit Flechten und Gras fehlt oder ist nur kleinräumig entwickelt; die Moränenwälle zeigen im Allgemeinen ein gut definiertes Querprofil mit scharfkantigem Kamm.

Die Untergrenze ist generell nicht aufgeschlossen und diskordant zu den Ablagerungen des Alpenen Postglazialen Synthems undifferenziert oder jenen der Subsynthema von Pflerschthal, Ridnauntal, Weissbrunn-Alm, bzw. zum Felsuntergrund. Wie oben erwähnt, ist die Untergrenze im Bereich der Sandböden aufgeschlossen. Hier liegt unterhalb des Amola-Subsynthems ein dünnmächtiger, teilweise anerodierter Bodenhorizont über einer älteren Aussmelzmoräne, die dem Alpenen Postglazialen Synthem undifferenziert zugeordnet wird. Wie bereits angeführt, konnten an Holz- und anderen Pflanzenresten ¹⁴C-Datierungen durchgeführt und somit ein maximales Alter für den Vorstoß des Ebenferners in diesem Gebiet ermittelt werden.

In Übereinstimmung mit Kapitel 3.4.2. werden die Ablagerungen des Amola-Subsynthems ins Holozän gestellt (ca. 16. Jahrhundert bis heute).

3.4.3.2. - Post Kleine Eiszeit Einheit (PPU)

Diese Einheit umfasst sämtliche Ablagerungen, die nach dem maximalen Gletschervorstoß der Kleinen Eiszeit abgelagert wurden und die ausreichend abgegrenzt und kartiert werden können. Diese weitere Unterteilung erfolgte anhand von Beobachtungen im Gelände und einer Gegenüberstellung mit historischen Karten, Luftbildern, Orthofotos, Schrägaufnahmen, historischen

Gemälden und Zeichnungen, glaziologischen Berichten sowie der in Kap. 3.4.3.1 angeführten Literatur.

Als Bezugsprofil der Ablagerungen dient der untersuchte, oben beschriebene Aufschluss im Bereich der Sandböden (hinteres Ridnauntal), auf den man verweist.

Ausschmelzmoränen sind die häufigsten Ablagerungen. Sie bestehen aus massigen matrixgestützten Diamikten mit vorwiegend kantengerundeten bis angerundeten Klasten lokaler Herkunft, bzw. abhängig vom Einzugsgebiet des jeweiligen Gletschers. Der Anteil der sandig-siltigen Matrix ist in der Regel hoch, wenn sie auch oberflächlich abnehmen oder gar fehlen kann. Dies kommt durch die Auswaschung der Feinkornfraktion zustande. Seltener treten massive, komponentengestützte, bisweilen undeutlich geschichtete Diamikte auf, die einzig auf Schmelzprozesse zurückzuführen sind und wo die Feinsedimente von Schmelzwasser ausgewaschen wurden. Trotz verschiedenartiger lokaler Erosion und Umlagerung sind die Formen in der Regel gut erhalten. Dazu gehören Seitenmoränen, wenige Stirnmoränen und seltener Kuppenmoränen (*hummocky moraine*, Abb. 136). Im Gebiet des Übeltalferners (Ridnauntal) sind zahlreiche Moränenwälle um den Vogelhüttensee/*Lago Vogel* herum und oberhalb davon vorhanden (Abb. 135). Im SE des Bechers/*Bicchiera* liegt ein großer Moränenwall im Westen des proglazialen Sees auf 2675 m Höhe. Er bildet die Grenze zwischen dem ursprünglichen Gebiet des Freiger Ferners (siehe „Dritte Landesaufnahme Tirol“ von 1870-1887) und dem eigentlichen Übeltalferner. Im Westen dieses Moränenwalls, direkt unterhalb des Bechers, besteht ein weites Gebiet mit Kuppenmoränen, die typisch für supraglaziale Ausschmelzgebiete mit reichlich Toteis sind (Abb. 136). Reste von Stirnmoränen befinden sich östlich des Vogelhüttensees, zu beiden Seiten des Ebenbachs/*Rio Piana*, dem Abfluss des Sees (siehe weiter unten). Sie wurden von der nordöstlichen „Endzunge⁽⁶⁾“ des Übeltalferners bereits ab Beginn des 20. Jahrhunderts gebildet.

Weitere Rückzugsapparate befinden sich im Pflerschtal, unterhalb des Stubenferners/*Vedretta della Stua*, und des Feuersteinferners/*Vedretta di Montarso*. Bei letzteren sind nur wenige Ablagerungen und Moränenwälle vorhanden. Dasselbe gilt auch für den Rückzugsapparat des Hangenden Ferners/*Vedretta Pendente* im Ridnauntal. Umso zahlreicher sind die Formen im Bereich der Timmelsalm, vor allem im Gebiet des Hoch Ferners, aber auch der anderen Gletscher.

Grundmoräne wurde an mehreren Stellen festgestellt, aus Maßstabsgründen wurde sie jedoch nur auf der rechten Seite des Übeltalferners (Ridnauntal) dargestellt. Hier hat sich der Gletscher in jüngerer Vergangenheit zurückgezogen und gute Aufschlüsse freigelegt. Die Ablagerungen sind in der Regel überkonsolidiert und bestehen aus massigen, matrixgestützten Diamikten. Die

(6) CASTIGLIONI (1930b, S. 147) beschreibt sie wie folgt: „(...) breite Endzunge, die in den Bereich am Fuße der Geißwand vordringt und eine eigene Stim auf 2550 m aufweist (...)“.



Abb. 135 - 180° Panoramafoto auf das hintere Rindnauntal vom Weg zum Becherhaus auf ca. 2625 m aus gesehen (Fotocollage von Aufnahmen vom 29. August 2015). Der Weg verläuft am Rande der glazialen Ablagerungen (1 im Vordergrund), die vom Überbaltferner beim maximalen Vorstoß in der Kleinen Eiszeit abgelagert wurden. In Bildmitte der Yogelsee (auch Yogellüttensee oder Übeltalsee), umgeben von glazialen Ablagerungen und lokal Eisrandsedimenten und glaziolakustrinen Ablagerungen, die vor allem rechts davon (Nordflanke) durch ihre helle Farbe und den hohen Feinkorngehalt hervorstechen. In der Mitte hinten liegt der Überbaltferner (4) und links davon der Ast des Überbaltferners, der mittlerweile vollständig vom Hauptgletscher abgetrennt ist und die Kare im Norden des Hochgewand (3190 m) bedeckt. Links davon erkennt man den eigentlichen Hochgewand-Gletscher (6; Id 24 in Tab. 2). Im Hintergrund links befindet sich der Talschluss des Egetentals (7), während rechts, der Gipfel des Bechers (3191 m) mit dem Schutzhaus (8) zu sehen ist. Das Foto zeigt den Zustand der Gletscher zu einem Zeitpunkt nach den Kartierungsarbeiten, die bereits im Sommer 2004 erfolgten.

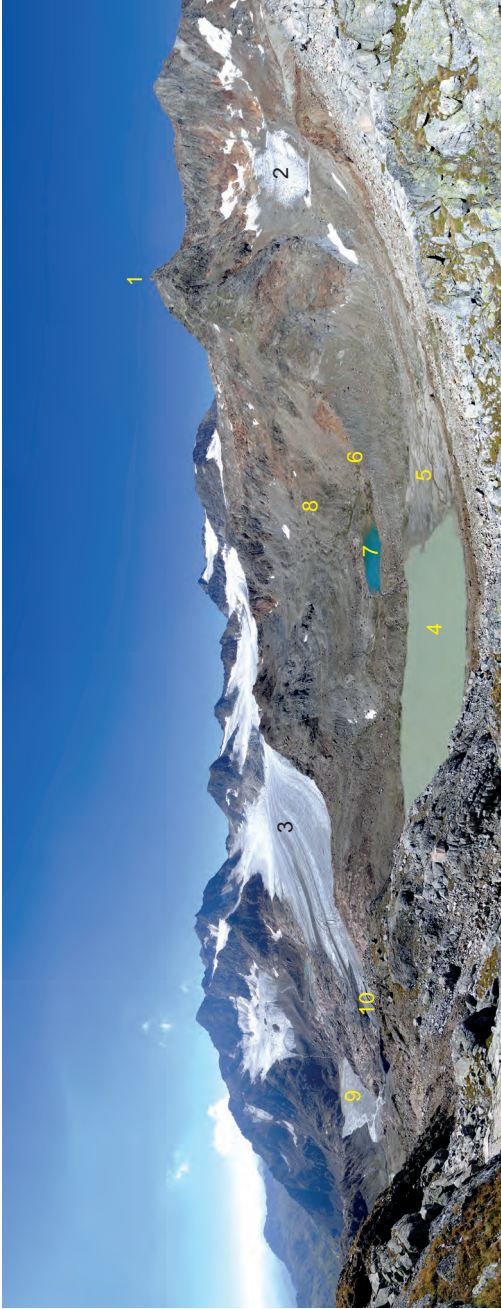


Abb. 136 - 180° Panoramafoto auf das hintere Ridahtal vom Weg zum Becherhaus (1) auf ca. 2825 m aus gesehen (Foto collage von Aufnahmen vom 29. August 2015). Der Weg verläuft etwa zwanzig Meter über der Position, die der Freiger Ferner (2) beim maximalen Vorstoß in der Kleinen Eiszeit erreichte. Zu dieser Zeit war er mit dem Übeltalferner (3) im eigentlichen Sinne verschmolzen und bedeckte praktisch das gesamte dargestellte Gebiet. Im Vordergrund in Bildmitte besteht der proglaziale See (4) in einer Senke, die noch vor einigen Jahrzehnten vom Freiger Ferner bedeckt war. Der Gletscher ist heute nur mehr ein Rest und entspricht dem weißen Flecken im Kar unterhalb des Bechers. Oberhalb des Sees ist eine weite, fluvioglaziale Delta-Ebene (5) zu erkennen, die orographisch rechts (dahinter) von einem großen Moränenwall im SW des Bechers (6) begrenzt wird. Dahinter liegt ein weites Feld mit verzweigten Rückzugphasen, aber auch mit Kuppenmoränen (siehe Text). Hier besteht ein weiterer kleiner See, der in den 1990er Jahren beim Rückzug der Eismassen (7) gebildet wurde. Daneben besteht ein weiteres Gebiet mit Kuppenmoränen (8). Man beachte auch die breite, fluvioglaziale Ebene mit verzweigten Rinnensystemen (9) unterhalb bzw. links der Gletscherstirn des Übeltalferners im Hintergrund. Das Foto zeigt den Zustand der Gletscher zu einem Zeitpunkt nach den Kartierungsarbeiten, die bereits im Sommer 2004 erfolgten.

Matrix ist siltig, von grauer oder bräunlich-grauer Farbe und kann auch über 70% ausmachen. Diese Bildungen enthalten abgekantete sowie glatt geschliffene Steine aus vorwiegend Paragneisen.

Moräne undifferenziert wurde an verschiedenen Stellen kartiert, wo die Aufschlüsse schlecht erhalten sind bzw. für eine direkte Untersuchung nicht zugänglich waren. In einigen wenigen Fällen sind Ausschmelz- und Grundmoräne so geringmächtig und eng verschachtelt, dass sie nicht getrennt dargestellt werden können und als Moräne undifferenziert bezeichnet wurden. Es handelt sich auch in diesem Fall um massige Diamikte, welche den vorherigen sehr ähnlich sind.

Fluvioglaziale Ablagerungen begleiten die meisten der großen Ablagerungssysteme in Zusammenhang mit dem Gletscherrückzug nach der Kleinen Eiszeit. Am häufigsten kommen grob geschichtete Kiese und Sande vor. In der Regel sind untergeordnet auch eine Grobkornfraktion aus Blöcken sowie eine Feinkornfraktion aus Silten vertreten. Feinkörnige Sedimente aus Sanden und Silten sind im Bereich des Übeltalferners vorhanden, insbesondere in den Abschnitten, die beim teilweisen Ausbruch des Vogelhüttensees/*Lago Vogel* (siehe weiter unten) überflutet wurden. Zu den bedeutendsten fluvioglazialen Ablagerungen gehören jene der kleinen, alluvialen Delta-Schwemmebenen, die sich bilden, wenn fluvioglaziale Wildbäche in einen Gletschersee eintragen. Ein Beispiel hiervon ist bergseitig der kleinen Seen unterhalb des Bechers zu erkennen (Abb. 136). In der weiteren Entwicklung kommt es zu Auflandungen, wie etwa im Westen des Oberer Stubensees/*Lago della Stua Superiore*. im Pflerschtal, wo der Nachbarsee mittlerweile vollständig verfüllt wurde. In der Mulde der Sandböden im Ridnauntal ist die Situation etwas komplexer: Hier sind verschiedene Generationen von Ablagerungen zu erkennen, die an unterschiedliche Verläufe der fluvioglazialen Abflussrinnen während der verschiedenen Rückzugsphasen der Gletscher aus diesem Gebiet geknüpft sind.

Die meisten kartierten, glaziolakustrinen Ablagerungen der Post Kleine Eiszeit Einheit gehören zum Ablagerungssystem des Übeltalferners. Sie sind in unterschiedlichen Höhenlagen vorhanden. Die ältesten treten in der Senke der Sandböden auf (ab der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts bis in die 1930er Jahre), die einst vom Ebenferner besetzt war. Die jüngsten Ablagerungen dieser Art betreffen jene Bereiche, wo der Rückzug des Gletschers erst in den letzten Jahrzehnten erfolgte. Bei den Sandböden bilden die glaziolakustrinen Ablagerungen kleine, bis Zehnermeter breite Abschnitte ohne besondere morphologische Ausprägung, jedoch in der Regel von Moränenmaterial umgeben. Sie stechen bereits von fern durch ihre gelblich-braune Farbe hervor (2 in Abb. 132). An der Oberfläche kommen Sande oder vorwiegend sandige Sedimente vor (Abb. 137a). Diese Ablagerungen werden kleinen, supraglazialen Seen zugeordnet.

In höheren Lagen treten glaziolakustrine Ablagerungen an der Süd- und Südost-Seite des Vogelhüttensees auf. Sie bestehen aus Sanden, siltigen Sanden und Silten, mit subhorizontaler planparalleler Schichtung. Die Farbe

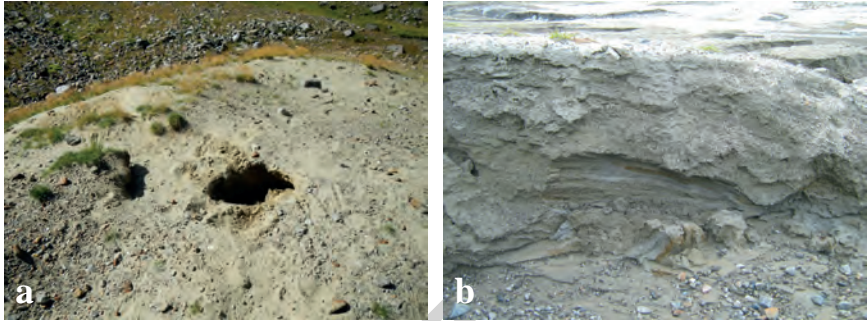


Abb. 137 - a) Glaziolakustrine Sande und schwach kiesige Sande von gelblich-brauner Farbe (siehe Text). Sandböden im hinteren Ridnauntal; b) Glaziolakustrine Sande, siltige Sande und Silte, subhorizontal und planparallel geschichtet. SE-Rand des Vogelhüttensees (Foto: G. Piccin, August 2009).

reicht von grau über grau-braun bis gelblich-braun (Abb. 137b). Im südlichsten Abschnitt, in der Nähe des Abflusses, werden diese Fazies von Sedimentserien überlagert, die von feinen zu groben und auch schwach kiesigen Sanden mit großräumiger, konkaver Kreuzschichtung reichen, welche einer Barrenfazies zugeordnet werden können. Die Ablagerungen liegen stark erodiert vor und sind von mehreren Furchen und Gräben durchzogen, entlang denen der seitliche Oberflächenabfluss des Sees erfolgt. Der Vogelhüttensee hat eine relativ junge Geschichte vorzuweisen. Er liegt in einer ausgeschürften Senke am Rande des Hauptstroms des Übeltalferners. Er entstand wahrscheinlich zunächst als subglazialer See und entwickelte sich dann beim Rückzug und Verschwinden des Gletschers zu einem Eisrandsee. Er wird ab den 50er Jahren des letzten Jahrhunderts erwähnt (Rossi *et alii*, 2006). Zu dieser Zeit und in den darauffolgenden Jahren entsprang der Ebenbach/*Rio Piana* aus dem See und bildete gleichzeitig den einzigen Abfluss. Im Juli 2005 zog sich der Eisriegel im Süden des Sees weiter zurück und brach schließlich, wodurch sich der See teilweise entleerte. Dieser Ausbruch ereignete sich am 15. Juli 2005 und etwa 1 Mio. m³ Wasser strömten ins Tal (DINALE *et alii*, 2005). Ab diesem Zeitpunkt bildete sich im Süden des Sees ein neuer Abfluss und der größte Teil der oben beschriebenen, glaziolakustrinen Ablagerungen wurde freigelegt.

Der Gletscherrückzug, der noch heute mit unterschiedlicher Geschwindigkeit abläuft, bewirkt, dass sich kleinere Gletscherzungen vom Hauptgletscher abtrennen und in der Folge eigenständig entwickeln. Ein Beispiel ist der Freiger Ferner („Dritte Landesaufnahme Tirol“ von 1870-1887), sprich der Gletscher, der vom Kar zwischen dem Becher (3196 m) und dem Roter Grat/*Cresta Rossa* (3096 m) gespeist wird (siehe Abb. 136). Die Gletscherstirn löste sich zwischen den 50er und den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts vom Hauptgletscher. Im westlichen Bereich, unterhalb des Bechers, bleibt zwar noch bis in die 1990er Jahre eine Verbindung bestehen, jedoch mit unzureichender Eiszufuhr. Die

Entstehung des proglazialen Sees auf der Höhe von 2675 m geht auf diese Periode zurück. Der See war anfangs nur etwa halb so lang wie heute. Das aktuelle Ausmaß wurde gegen Ende der 1990er Jahre mit dem Fortschreiten des Gletscherrückzugs erreicht. Daneben führte der Rückzug der Eismassen unterhalb des Bechers zur Bildung eines weiteren proglazialen Sees, kleiner als der erste und westlich davon gelegen (siehe Abb. 136). Der Abfluss dieses Sees mündet in den größeren See. Beide liegen in weiten Senken im Moränenmaterial und sind gesäumt von glaziolakustrinen Ablagerungen mit ähnlichen Eigenschaften wie den oben beschriebenen.

Glaziolakustrine Ablagerungen der Post Kleinen Eiszeit Einheit finden sich im Ablagerungssystem des Hangenden Feners/*Vedretta Pendente*, um den kleinen Gletschersee oberhalb der Teplitzerhütte/*Rif. Vedretta Pendente*, auf einer Höhe von ca. 2650 m. Diese Sedimente bestehen vorwiegend aus Sanden mit örtlichen Blöcken und Steinen sowie auch Diamiktlagen. Der Übergang zu den seitlichen Diamikten ist lokal verschmiert, aus der Geometrie der Bildungen kann jedoch eine Überlagerung von Ausschmelzmoräne über den lakustrinen Sanden abgeleitet werden. Die Ablagerungen umgeben den See und lassen auf einen höheren Wasserspiegel als den heutigen schließen. Der See ist auf den Luftbildern von 1945 noch nicht vorhanden, wohl aber auf den GAI-Flugaufnahmen von 1954. All dies deutet darauf hin, dass er als subglazialer See in einer Felsmulde entstand und auch nach dem Gletscherrückzug aus diesem Gebiet noch erhalten geblieben ist.

Im Bereich der Sandböden wurde ein kleines Gebiet mit See- und Moorablagerungen kartiert, das sich am Rande eines kleinen Sees befindet, über den bereits ALT *et alii* (1903) berichten. Der kleine See ist parallel zu einem SSE-NNW gerichteten paläo-Verlauf des Trüberseebachs ausgerichtet, über welchen fluvioglaziale Zuströme von Westen her erfolgten. Der Übergang zum See ist durch kiesige Barren in Verbindung mit Wildbacheinträgen eingengt. Es dominieren Moorablagerungen aus Torfen mit sandigen Einschaltungen. Der Ablagerungsraum entspricht einem perfluviatilen Niedermoor.

Der Rückzug nach der Kleinen Eiszeit äußert sich nicht nur in einer Verschiebung der Gletscherstirn, sondern auch in einer Ausdünnung der Eismassen in den jeweiligen Einzugsgebieten. Dadurch können neue Schutt-Liefergebiete aktiviert werden. Die in dieser Einheit kartierten Hangschuttablagerungen liegen vorwiegend an der Basis von Felswänden oder Steilhängen, die im Einzugsgebiet der Gletscher erst nach der Kleinen Eiszeit freigelegt wurden. In vielen Fällen werden sie talseitig noch von Gletschern begrenzt. Die Ablagerungen liegen in einer Höhenstufe über 2600-2700 m in Permafrostgebieten. Sie bestehen aus locker gelagerten, kantigen und verschieden großen Kiesen und Blöcken. Die lithologische Zusammensetzung der Komponenten spiegelt das jeweilige Einzugsgebiet wider. Besonders erwähnenswert sind die Ablagerungen am Rande des Übeltalfeners oder oberhalb des Hinteren Senner Egeten Sees/*L. dell'Erpice di mezzo*. Letztere sind von Murrinnen zerfurcht, an deren Basis ansatzweise Murablagerungen angelagert werden. Ablagerungen gemischten Ursprungs,

die hauptsächlich aus fluvioglazialen Sedimenten und Murablagerungen bestehen, sind im Pflerschtal (Post Kleine Eiszeit-Ablagerungssystem des Feuersteinferners/*Vedretta di Montarso*) und im Bereich der Timmelsalm (Post Kleine Eiszeit-Ablagerungssystem des Reaten-Gletschers) vorhanden. Im letzteren Fall gehen die Fazies hauptsächlich auf eine Erosion und Aufarbeitung der Moränen der Kleinen Eiszeit zurück und sind sehr dünnmächtig. Die Ablagerungen bestehen aus schlecht sortierten, verschieden großen Kiesen bis hin zu massigen Diamikten, welche im Falle von Murablagerungen überwiegen.

Die Mächtigkeit der kartierten Ablagerungen in der Post Kleine Eiszeit Einheit reicht von etwa 1 Meter bis zu mehreren Zehnermetern.

Die Obergrenze ist in der Regel durch eine fehlende Bodenbildung gekennzeichnet; die Bewachsung mit Flechten und Gras fehlt oder ist nur vereinzelt vorhanden; die Moränenwälle zeigen im Allgemeinen ein gut definiertes Querprofil mit scharfkantigem Kamm. Im Bereich der Sandböden (Ridnaunertal), die über einen längeren Zeitraum eisfrei waren und im Vergleich zu den anderen Gebieten verhältnismäßig niedrig liegen (unter 2200 m), ist eine beginnende Bodenbildung im Bereich von wenigen Zentimetern zu erkennen. Hier ist auch eine Grasdecke vorhanden und an den Blöcken und Steinen sind ansatzweise Flechten zu finden.

Die Untergrenze ist generell nicht aufgeschlossen und diskordant zu den Ablagerungen des Amola-Subsynthems.

Zeitlich können die Ablagerungen der Post Kleine Eiszeit Einheit in den Zeitraum von der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts bis heute gestellt werden.

VI - STRUKTURELLER BAU UND METAMORPHOSE

(S. Zanchetta, S. Poli, A. Zanchi, G. Bove, C. Morelli)

1. - VORBEMERKUNG

Im Bereich des Kartenblattes Nr. 006 „St. Leonhard in Passeier“ gehören alle tektono-metamorphen Einheiten zum Ostalpin. Dieser Abschnitt besteht aus polymetamorphen Grundgebirgseinheiten. Innerhalb der Ötztal-Decke sind auch permo-triassische Bedeckungen vorhanden, die im Verlauf der alpidischen Orogenese deformiert und metamorph überprägt wurden.

Die Unterscheidung der verschiedenen tektono-metamorphen Einheiten (in der Folge auch schlicht als „Einheiten“ bezeichnet) erfolgte hauptsächlich anhand der Eigenschaften in Zusammenhang mit diesem letzten, orogenen Ereignis.

Im Blatt 006 St. Leonhard in Passeier werden folgende tektono-metamorphen Einheiten unterschieden: die Schneeberger Einheit, die Texel-Einheit, die Ötztal-Decke (die aus einem polymetamorphen Grundgebirge und metamorph überprägten Bedeckungseinheiten besteht) und die St. Leonhard-Einheit (Abb. 138).

Texel-Einheit, Schneeberger Einheit und St. Leonhard-Einheit stellen jeweils die nördliche Fortsetzung der gleichnamigen Einheiten im Blatt 013 Meran (BARGOSS *et alii*, 2010) dar und wurden anhand derselben Kriterien ausgehalten.

Die Untersuchungen im Rahmen der Kartierungsarbeiten wurden mit Literaturdaten ergänzt, außerdem wurden die Beziehungen zwischen Blastese und Deformation in den verschiedenen Gesteinstypen nachgezeichnet. Die Rekonstruktion der aufeinanderfolgenden Deformationsphasen erfolgte mit traditionellen Methoden der Strukturgeologie, einschließlich einer systematischen Analyse der Spur der Hauptschieferungen und der Achsenebenen der verschiedenen Faltengenerationen. Besondere Aufmerksamkeit wurde

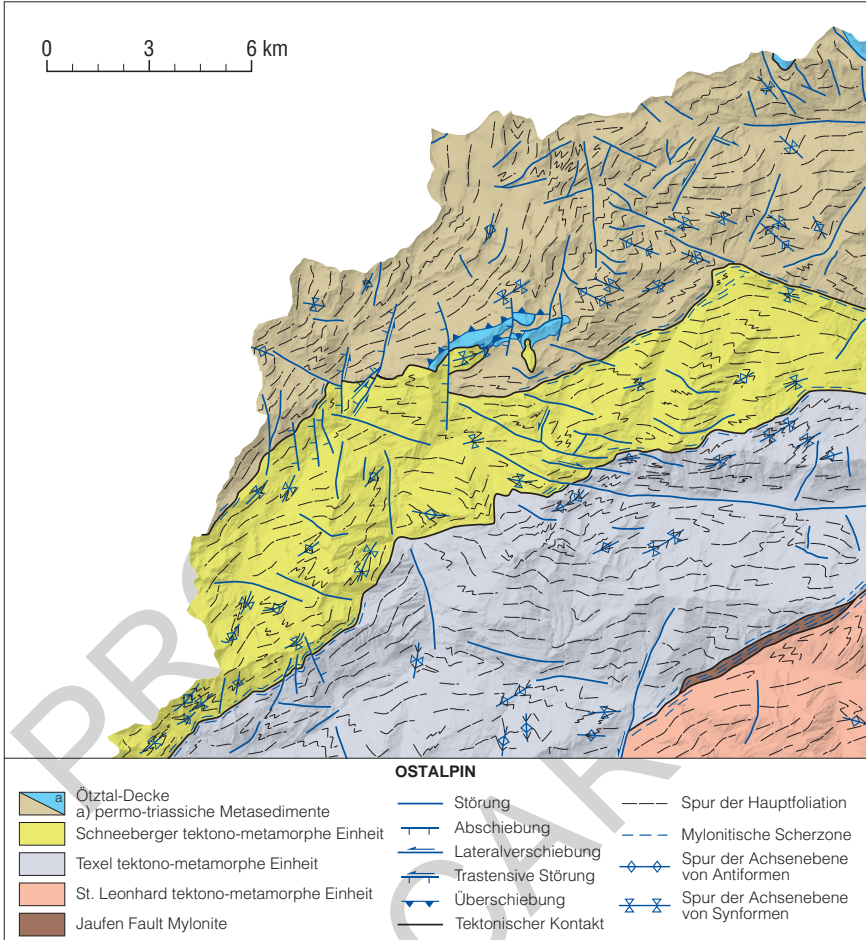


Abb. 138 - Tektonische Übersichtskarte des Kartenblattes mit den Grenzen zwischen den tektono-metamorphen Einheiten sowie den Hauptstörungslinien.

den Scherzonen am Kontakt zwischen den verschiedenen Einheiten zuteil. Hier wurde versucht, die Kinematik sowie die jeweiligen Druck- und Temperaturbedingungen zu charakterisieren.

Die Auswertung dieser Daten erlaubte eine Rekonstruktion des Verlaufs der Hauptschieferung innerhalb der verschiedenen Einheiten. Das Ergebnis dieser Arbeit ist in der Übersichtskarte der Abb. 138 dargestellt und verdeutlicht die geometrischen Beziehungen, die innerhalb der Einheiten und an deren Kontakt bestehen. Der Verlauf der Schieferung in dieser Übersichtskarte bezieht sich auf

die Hauptschieferung, die in jeder Einheit vorkommt. Da die einzelnen tektono-metamorphen Einheiten meist eine unterschiedliche Entwicklung erfahren, besitzt diese Schieferung jeweils eine unterschiedliche Bedeutung hinsichtlich Strukturen und Metamorphose; deswegen sind sie nicht direkt in Verbindung zueinander gesetzt worden.

Für die verwendete Bezeichnung der verschiedenen Deformationsphasen und bezüglich ihrer Interpretation verweist man auf die methodologische Vorbemerkung in Kapitel V und die folgenden Absätze.

In der Folge werden zunächst der strukturelle Bau und die metamorphe Entwicklung einer jeden Einheit beschrieben, anschließend erfolgt ein Überblick der tektono-metamorphen Entwicklung des gesamten Gebiets.

2. - TEKTONO-METAMORPHE EINHEITEN MIT ALPIDISCHER METAMORPHOSE IN EKLOGITFAZIES BZW. GRANAT-FÜHRENDER AMPHIBOLITFAZIES

Die Kartenblätter Nr. 006 St. Leonhard in Passeier, Nr. 013 Meran und Nr. 007 Sterzing sind von einem tektonischen Störungssystem durchzogen, welches im ostalpinen Grundgebirge die südliche Grenze einer bedeutenden alpidischen Metamorphose (SAM: *Southern limit of Alpine Metamorphism*; HOINKES *et alii*, 1999) darstellt. Dieses System (siehe Abb. 24) besteht aus der Thurnstein-Linie (Blatt 013 Meran), der Passeiertal-Linie (Blatt 013 Meran und Blatt 006 St. Leonhard in P.) und der Jaufen-Linie (Blatt 006 St. Leonhard in P. und Blatt 007 Sterzing). Die Unterschiede zwischen den Abschnitten im W-NW bzw. im E-SE dieses Scherzonen-Systems lassen sich folgendermaßen zusammenfassen (SPIESS, 1995; VIOLA *et alii*, 2001): (i) im E-SE treten tektono-metamorphe Einheiten mit einer dominanten variszischen Metamorphose auf, alpidisch retrograd in Grünschieferfazies überprägt, wobei diese Einheiten durch bedeutende, spröde-duktilen Scherzonen begrenzt werden); (ii) im W-NW kommen tektono-metamorphe Einheiten mit einer alpidischen, vorwiegend amphibolitfaziellen Metamorphose vor (Abb. VI.1).

Im Gebiet des vorliegenden Kartenblattes gehören zu dieser zweiten Gruppe die Schneeberger Einheit und die Texel-Einheit. Die Schneeberger Einheit erstreckt sich vom hinteren Pfossental/*Val di Fosse* bis ins Eisacktal/*Valle Isarco*; die nördliche Grenze zur Ötztal-Decke wird von der Schneeberger Linie (*Schneeberg Normal Fault Zone, SNFZ*, SÖLVA *et alii*, 2005) dargestellt. Die Texel-Einheit bedeckt ein weites Gebiet zwischen dem hinteren Pfelderer Tal/*Val di Plan* und dem Ratschingstal/*Val di Racines* bis zum Ausgang des Ridnauntals/*Val Ridanna* bei Sterzing. Der Übergang zwischen diesen beiden Einheiten wird von Mylonitbändern unterstrichen, die am linken Hang des Pfelderer Tals deutlich zu erkennen sind. Entlang dieser Mylonitbänder werden verschiedene Lithologien der Schneeberger Einheit (darunter Granat-führende Glimmerschiefer (OSF), Amphibolite (OSA), Kalksilikatmarmore

(OSB), Kalkglimmerschiefer (OSC) und Quarzite (OSQ) mit Mehrzentimeter großen Granat- und Amphibolkristallen) neben Gesteine der Texel-Einheit (Glimmerschiefer (OTM) und gebänderte Paragneise (OTP)) gestellt.

Radiometrische Datierungen zeigen einen vergleichbaren Höhepunkt der alpidischen Metamorphose in den beiden Einheiten (ca. 80-90 Ma; SÖLVA *et alii*, 2005; HABLER *et alii*, 2006; BARGOSSO *et alii*, 2010; ZANCHETTA *et alii*, 2013). Die Schneeberger Einheit und die angrenzende Texel-Einheit zeigen außerdem gemeinsame Abschnitte in der tektono-metamorphen Entwicklung, speziell in den letzten Deformationsphasen und zumindest ab der Entwicklung der D₂-Strukturen. Dies wurde durch die Untersuchungen im Zuge der Kartierung des gegenständlichen Blattes am SW-Rand der Schneeberger Einheit im Pfossental und im umgebenden Grundgebirge der Texel-Einheit im Bereich Lodner-Hohe Weiße-Hohe Wilde (*Cima Fiammante-Cima Bianca Grande-Altissima*) deutlich (ZANCHI *et alii*, 2009; ZANCHETTA, 2010).

Der Grund einer Unterteilung dieser beiden Einheiten liegt in den unterschiedlichen Metamorphose-Bedingungen der prä-D₂-Geschichte. Die Texel-Einheit sticht nämlich durch zahlreiche Eklogitreste in den amphibolitfaziellen Metabasiten hervor (HOINKES *et alii*, 1991; POLI, 1991; SÖLVA *et alii*, 2001; HABLER *et alii*, 2006; ZANCHETTA *et alii*, 2013). Diese Relikte fehlen in der Schneeberger Einheit, wo die prä-D₂ Metamorphose einen niedrigeren Grad erreichte (KONZETT & HOINKES, 1996).

2.1. - DIE TEKTONO-METAMORPHE SCHNEEBERGER EINHEIT

Diese Einheit tritt im zentralen Abschnitt des Blattes „St. Leonhard in P.“ auf und bildet ein breites Band, das zunächst in Richtung SW-NE vom Pfelderer Tal bis ins Passeirer Haupttal nördlich von Moos verläuft und sich dann grob in Richtung E-W bis ins Ridnauntal fortsetzt (Abb. 24 und 138). Die Schneeberger Einheit ist im zentralen Bereich aus Serizitglimmerschiefern (OSR) aufgebaut, während in den Randbereichen eine Wechselfolge („*serie delle alternanze*“ oder „*serie policroma*“ *Auct.* bzw. „bunte Serie“ im deutschen Sprachraum) (SANDER, 1920a; JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1971), mit verbreiteter Karbonat-Führung sowie mehreren Zentimeter großen Granaten und Amphibolen auftritt. Diese konzentrische Verteilung der lithologischen Vergesellschaftungen hat Autoren in der Vergangenheit dazu veranlasst, die Schneeberger Einheit als eine große, nach SE überkippte Synklinale zu interpretieren („Schneebergmulde“ von SANDER, 1912 und spätere Arbeiten).

Auf Basis der strukturellen Analysen im Zuge der Kartierung lassen sich mindestens vier duktile Deformationsphasen unterscheiden, die auch in anderen Bereichen innerhalb dieser Einheit rekonstruiert wurden (ZANCHI *et alii*, 2009; ZANCHETTA, 2010; KRENN *et alii*, 2011).

Die ältesten Strukturen im Zusammenhang mit der Phase D₁ sind heute nur im Aufschluss-Maßstab in Form von verfalteten Falten zu erkennen, insbesondere

dort, wo sie durch lithologische Wechsellagerungen unterstrichen werden (Zwickauer Hütte/Rif. Plan, 2973 m, im Pfelderer Tal/Val di Plan, Abb. 139). In den meisten Fällen sind die D_1 -Strukturen jedoch nur schwer auszumachen, da es sich meist um restliche, dezimetergroße Faltscharnieren handelt, die innerhalb der Schieferung S_2 erhalten geblieben sind. Die Überlagerung der Schieferung S_2 auf den Strukturen D_1 ist verantwortlich für den heutigen strukturellen Bau der Schneeberger Einheit.

Anhand der durchgeführten mikrostrukturellen Analysen an Metapeliten (Serizitglimmerschiefer - OSR und Granat-führende Glimmerschiefer - OSF), kann der Phase D_1 eine relikte Schieferung S_1 zugeordnet werden mit Biotit (I) + Hellglimmer (I) + Allanit + Quarz + Rutil. Diese Schieferung ist vorwiegend in den Scharnierbereichen der D_2 -Falten erhalten geblieben. Gleichzeitig mit der Entwicklung von S_1 wächst auch Granat (I). In diesen Granaten wurden zuweilen (Seeber Tal/Valle del Lago) Einschlüsse von Quarz, Apatit und Titanit beobachtet. Der Titanit ist fast vollständig in Rutil- und Quarzaggregate umgewandelt.

In den Hellglimmer-führenden Amphiboliten (OSX) des Seeber Tals ist



Abb. 139 - Interferenzmuster von D_1 - und D_2 -Falten am Felsrücken der Zwickauer Hütte (2973 m) im Pfelderer Tal. Die Wiederholungen der Marmorlagen sind auf D_1 - und D_2 -Falten zurückzuführen, wobei erstere in Form von abgescherten Scharnieren vorliegen. Die Phase D_2 zeigt sich in einem W-förmigen Faltscharnier einer Synform am Wandfuß zwischen den Seilbahnstützen.

die D₁-Phase mit der Entwicklung einer Schieferung verbunden, die durch eine Mineralparagenese aus Hornblende + Paragonit + Muskovit + Granat + Rutil + Quarz gekennzeichnet ist. Dies entspricht Bedingungen am Übergang zwischen der Granat-Amphibolit- und der Eklogit-Fazies, bei rund 0,8-1,0 GPa und 550-600°C (KONZETT & HOINKES, 1996). Von denselben Autoren wurden ⁴⁰Ar-³⁹Ar-Datierungen an Paragonit der Schieferung S₁ durchgeführt, welche ein radiometrisches Alter von 84,5 ± 1 Ma lieferten.

Sm/Nd-Datierungen an Granatkernen der Metapelite ergaben vergleichbare Alter von 90,9 ± 4,1 Ma (SÖLVA *et alii*, 2005). Die Metamorphose unter relativ hohen Druckbedingungen in der Schneeberger Einheit ist somit auf die Oberkreide beschränkt.

Die folgende D₂-Phase bewirkte die Entwicklung von Isoklinalfalten im kleinen wie im großen Maßstab sowie eine entsprechende Achsenebenen-Schieferung (S₂) im Millimeterbereich, die parallel zum etwaigen mineralogischen Lagenbau ausgerichtet ist. Diese Phase prägte das heute vorherrschende Gefüge im mikroskopischen Bereich und im Aufschluss. Im westlichen Blattbereich fallen die D₂-Faltenachsen zwischen 10° und 30° geneigt nach WNW ein (Abb. 140). Die Achsenebenen und die zugehörige Schieferung fallen mit 40° bis 60° nach NW-NNW ein.

Richtung Osten, im Ratschingstal und Ridnauntal, rotiert die Schieferung S₂ zunehmend im Uhrzeigersinn und verläuft schließlich nahezu E-W, wobei die Einfallwinkel weiterhin zwischen 30° und 60° betragen (Abb. 140). In den Metapeliten (OSR und OSF) ist die Schieferung S₂ durch eine bevorzugte Einregelung von Biotit (II) + Hellglimmer (II) + Ilmenit ± Kyanit ± Amphibol ± Clinozoisit ± Turmalin gekennzeichnet. An den Rändern von Granat (I) wächst oftmals syn-S₂ Granat (II) an, der die gleichen Phasen der oben beschriebenen Mineralparagenese S₂ als Einschlüsse enthält. In den Serizitglimmerschiefern (OSR) und Granat-führenden Glimmerschiefern (OSF) bildet Granat (II) einen Saum von wenigen Millimetern um die Granat (I)-Kerne, während in den Biotitschiefern mit Riesen-Granaten (OSG) der syn-S₂ Rand bis zu 90% des Volumens der Porphyroblasten ausmacht. Die P-T-Bedingungen der Mineralparagenese syn-S₂, die durch Kyanit gekennzeichnet ist, werden auf 580-620°C und 0,5-0,8 GPa geschätzt (ZANCHETTA *et alii*, 2007; LANGONE, 2008). Ähnliche Bedingungen wurden von KONZETT & HOINKES (1996) für die retrograde Metamorphose der Hochdruckparagenese in Hellglimmer-führenden Amphiboliten (OSX) aus dem Seeber Tal angegeben.

Die Schieferung S₂ geht oft mit einer mittelsteil bis flach nach W einfallender Lineation (L₂) einher, die durch Biotit und Hellglimmer in den Metapeliten, bzw. durch Amphibol und Biotit in den Metabasiten gebildet wird.

In sämtlichen Metapeliten der Schneeberger Einheit, insbesondere im Bereich des hinteren Seeber Tals, wurde eine Blastese spät- bis postkinematisch zu S₂ ausgemacht (Abb. 142), unter anderem Biotit (Biotit III), Kyanit und Staurolith betrifft. Darüber hinaus ist der pseudomorphe Wuchs von Sillimanit nach syn-S₂ Kyanit-Porphyroblasten (Abb. 142d) von großer Bedeutung für die

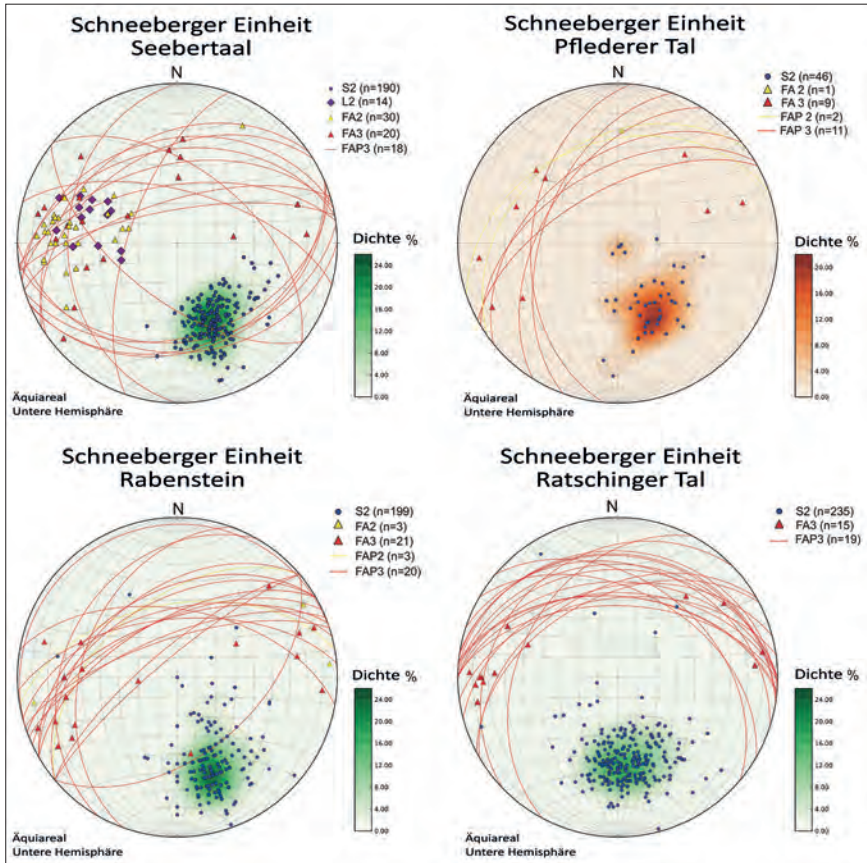


Abb. 140 - Stereographische Projektion der Gefügeelemente der Phasen D_2 und D_3 in der Schneeberger Einheit. S2: Schieferung der D_2 -Phase; L2: mineralogische D_2 -Lineation; FA2: Faltenachsen der D_2 -Phase; FAP2: Achsebenen der D_2 -Phase; FA3: Faltenachsen der D_3 -Phase; FAP3: Achsebenen der D_3 -Phase.

Rekonstruktion des P-T-t Pfades (Druck - Temperatur - Zeit - Deformation) der gesamten tektono-metamorphen Einheit. In den Serizitglimmerschiefern (OSR) wird oftmals auch ein Wuchs von Ca-reichem Granat-III (Abb. 143) am Rand der syn- S_2 Granat II-Porphyroblasten beobachtet. Komplexe Zonierungen in der chemischen Zusammensetzung sind auch in den Granat-Porphyroblasten der Glimmerschiefer (OSF) und der Biotitschiefer mit Riesen-Granaten (OSG) zu erkennen, wie in Abb. 144 und 145 dargestellt.

Druck- und Temperaturschätzungen (mithilfe dem Geothermometer Granat/Biotit, BHATTACHARYA *et alii*, 1992, und dem GASP-Geobarometer, WATERS,

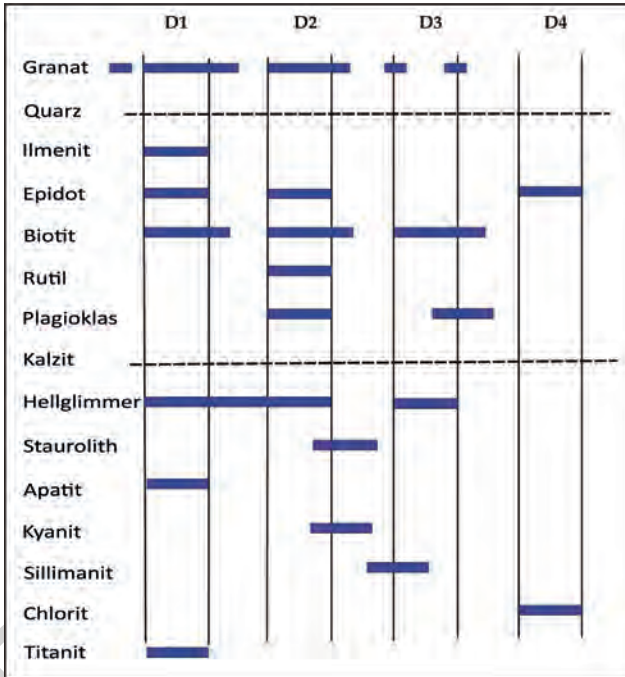


Abb. 141 - Schematische Darstellung der Verhältnisse Blastese/Deformation in den Granat-führenden Glimmerschiefern (OSF) der Schneeberger Einheit.

2007) für dieses metamorphe Stadium im Anschluss an die Deformationsphase D_2 und noch vor D_3 liegen bei 0,5-0,6 GPa und 580-610°C (ZANCHETTA *et alii*, 2007; LANGONE, 2008). Diese Bedingungen belegen, dass der Temperaturpeak in der Schneeberger Einheit in etwas geringerer Tiefe erfolgte als in der Texel-Einheit.

In einigen Gesteinen, wie den Granat- und Amphibol-führenden Gneisen (OSD) und den Karbonat-führenden Amphiboliten (OSA_b), erkennt man einen statischen Wuchs von Amphibol und selten von Granat, der nach D_2 und vor D_3 erfolgte und zu grobkörnigen Fazies und Amphibolgarben führte (Granatenkogel/*Monte dei Granati*, 3316 m etwa im Seeber Tal und entlang der Südwand der Schneeberger Weißen/*Rocce Bianche di Montenevoso*, 2961 m bei St. Martin am Schneeberg).

Die Deformationsphase D_3 , die den großräumigen strukturellen Bau der Schneeberger Einheit bewirkt, setzte nach der tektonischen Kopplung der Schneeberger Einheit und Texel-Einheit ein. Die Strukturen dieser Phase zeigen daher ähnliche Eigenschaften in den beiden Einheiten und verfallen, zumindest bereichsweise, ihren tektonischen Kontakt.

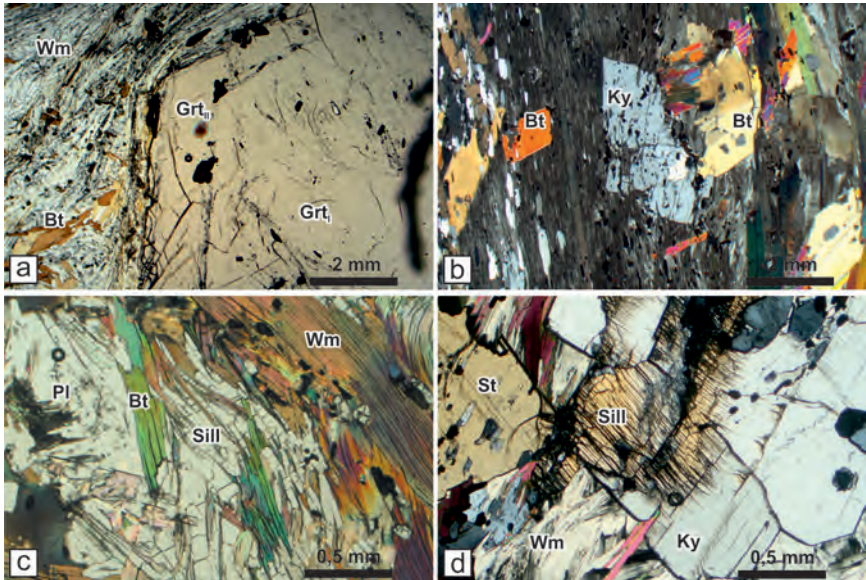


Abb. 142 - Dünnschliffaufnahmen zu den wichtigsten Beziehungen Blastese/Deformation in den Granat-führenden Glimmerschiefern der Schneeberger Einheit. a) Granat-Porphyrblast mit innerer Schieferung aus vorwiegend winzigen Rutilkristallen. Man beobachtet einen Saum synkinematisch zur Schieferung S_2 . b) Kyanit und Biotit zeichnen die Schieferung S_2 nach c) Prismatischer Sillimanit wächst zusammen mit leicht ausgerichtetem Biotit nach S_2 . d) Kyanit, teilweise durch Sillimanit ersetzt.

Die Deformationsphase D_3 ist im westlichen Blattbereich für die Entwicklung enger bis geschlossener, im Aufschluss erkennbarer, SE-gerichteter Falten verantwortlich. Die Ausrichtung rotiert weiter im Osten (Ratschingstal, siehe Abb. 140) nach Süden. Die Achsenebenen der D_3 Falten fallen mit ca. 40° - 50° nach NW oder NNW ein. Nur im Gebiet des Seeber Tals wurden häufig D_3 -Falten zweiter Ordnung beobachtet, deren Achsenebenen steil nach SSE einfallen (Abb. 140 und 146). Die Achsen der D_3 -Falten fallen mittelsteil bis flach abwechselnd nach WSW und ENE ein. Nur im Seeber Tal wurden in Marmor- und Kalkglimmerschieferlagen D_3 -Falten mit Nord-vergenten Achsen beobachtet, was wahrscheinlich mit einer lokalen Verzerrung zusammenhängt. In glimmerreichen Gesteinen und insbesondere in Serizitglimmerschiefern (OSR) ist oftmals die Entwicklung einer Runzelschieferung S_3 (*crenulation cleavage*) parallel zu den Achsenebenen der D_3 -Falten zu erkennen (Abb. 146d). Entlang der Runzelschieferungsebenen ist die Blastese von Hellglimmer (III) und Biotit (IV) auszumachen. Dieser Phase ist ebenfalls ein sporadischer Anwuchssaum von kalkarmem Granat (III) zuzuordnen. Die retrograde Umwandlung von Rutil nach Ilmenit ist wohl ebenfalls an diese Phase gebunden, nachdem sich Ilmenitaggregate

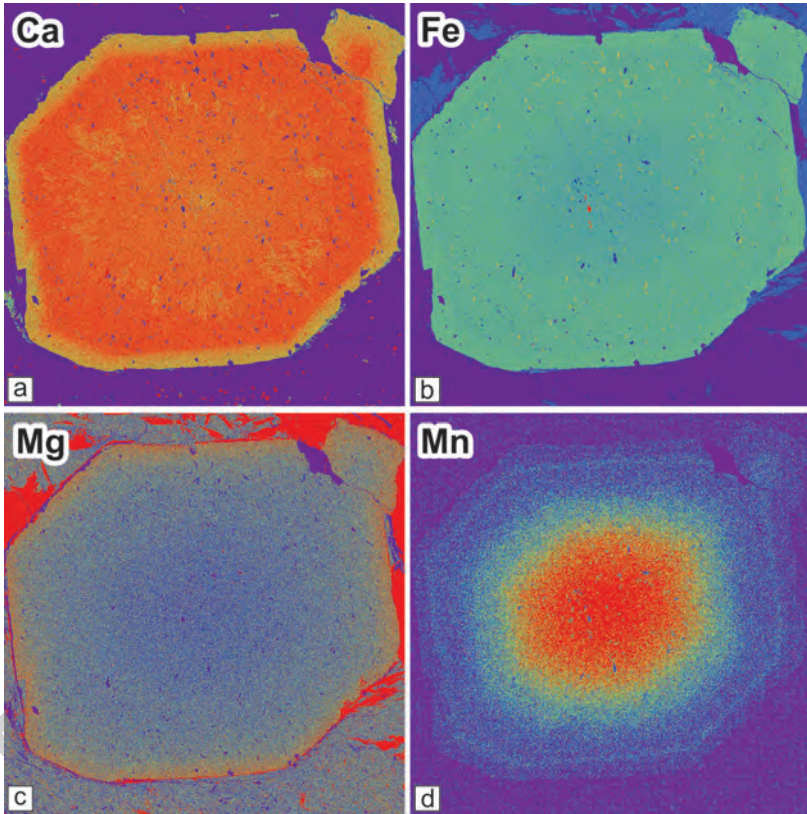


Abb. 143 - Zonierung in der chemischen Zusammensetzung an einem Granat-Porphyroblast in den Serizitglimmerschiefern (OSR); LANGONE, 2006. Elementverteilungsbilder mittels Elektronenstrahlmikrosonde zeigen eine Abnahme des Ca-Gehalts am Granatrand und eine Zunahme des Mn-Gehalts im Kern. Bildbreite ca. 5 mm.

häufig entlang der S_3 -Runzelschieferung einregeln. Die Mineralparagenese dieser Phase umfasst demnach Hellglimmer (III) + Biotit IV + Granat (III) + Plagioklas + Quarz + Sillimanit + Ilmenit (Abb. 141).

Die Deformationsphase D_4 erfolgte unter niedriggradigeren P-T-Bedingungen bzw. in deutlich geringerer Tiefe als die Phase D_3 und führte zu spröden bis spröduktilen Deformationsstrukturen. Dieser Phase werden nicht nur die Deformationen innerhalb der Schneeberger Einheit zugeschrieben, sondern auch die spröde Reaktivierung der tektonischen Kontakte zwischen der Schneeberger Einheit, der Texel-Einheit und der Ötztal-Decke, die ursprünglich während der D_2 -Phase unter duktilen Bedingungen entstanden. Diese Kontakte sind alle in der Gegend von St. Martin am Schneeberg (Abb. 147 und 148)

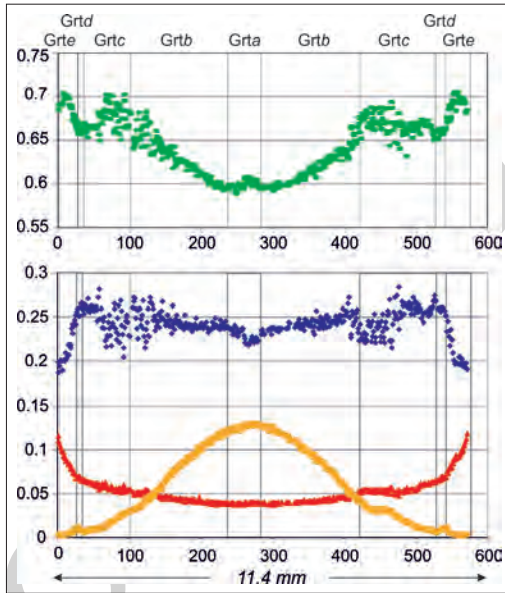


Abb. 144 - Linienprofil eines Granat-Porphyroblasten in den Granat-führenden Glimmerschiefern (OSF) aus dem Seeber Tal, mit einer komplexen Zonierung in der chemischen Zusammensetzung (LANGONE, 2008). $Grt_a + Grt_b + Grt_c$ = Granat I im Text; $Grt_d + Grt_e$ = Granat II.

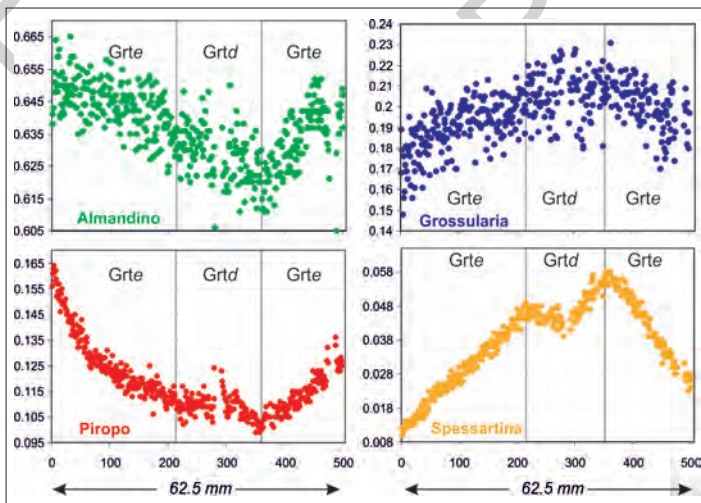


Abb. 145 - Profile zur Zusammensetzung eines Riesen-Granaten aus den Biotitschiefern mit Riesen-Granaten (OSG).

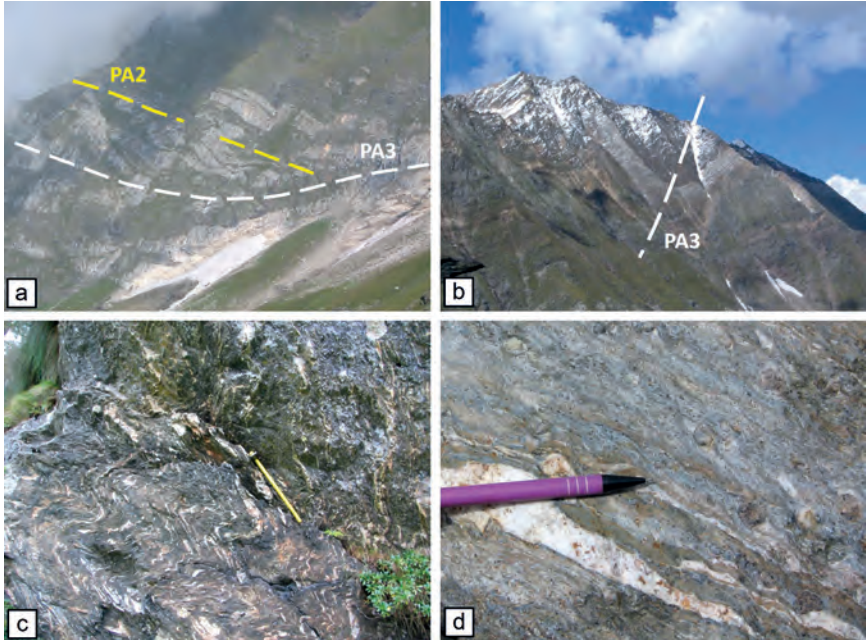


Abb. 146 - Strukturen der Deformationsphase D_3 in der Schneeberger Einheit. a) Falten D_2+D_3 in den Marmoren an der Basis der SE Wand des Heufler Kogel (3238 m), Pfelderer Tal; b) D_3 -Synform, hervorgehoben durch Marmore an der SE-Wand des Liebener Spitz (3389 m), Pfelderer Tal; c) dezimetergroße D_3 -Falten in Serizitglimmerschiefern (OSR), Schönau, Passeiertal; d) S_3 -Runzelschieferung (von links oben nach rechts unten im Bild) in Granat-führenden Glimmerschiefern (OSF), Seeber Tal.

deutlich sichtbar, insbesondere am südlichen Hang der Schneeberger Weißen/*Rocce Bianche di Montenevoso* (2961 m), entlang der vertikalen Ostwand des Gürtelspitz/*Croda della Cintola* (2858 m) und an der Sprinzenwand/*Croda Sperone* (2889 m).

Alle Kontakte sind durch spröde-duktilen Scherzonen gekennzeichnet, die mit Kataklasiten und Ultrakataklasiten einhergehen, vielfach foliiert (Abb. 148d). Nur in seltenen Fällen sind im Dünnschliff Relikte einer früheren mylonitischen Schieferung zu erkennen, die durch Hellglimmer und Chlorit unterstrichen wird.

Der Kontakt zwischen der metasedimentären Bedeckung der Ötztal-Decke und der Schneeberger Einheit bei den Schneeberger Weißen/*Rocce Bianche di Montenevoso* zeigt eine abschiebende Kinematik mit einer erheblichen sinistralen Seitenverschiebung (Abb. 148a). Insgesamt wurde die Ötztal-Decke in Richtung NW und über die Schneeberger Einheit geschoben. Die heute vorliegende Geometrie der tektonischen Kontakte zwischen Ötztaler-Decke, Texel-Einheit und Schneeberger Einheit ist das Ergebnis einer komplexen,

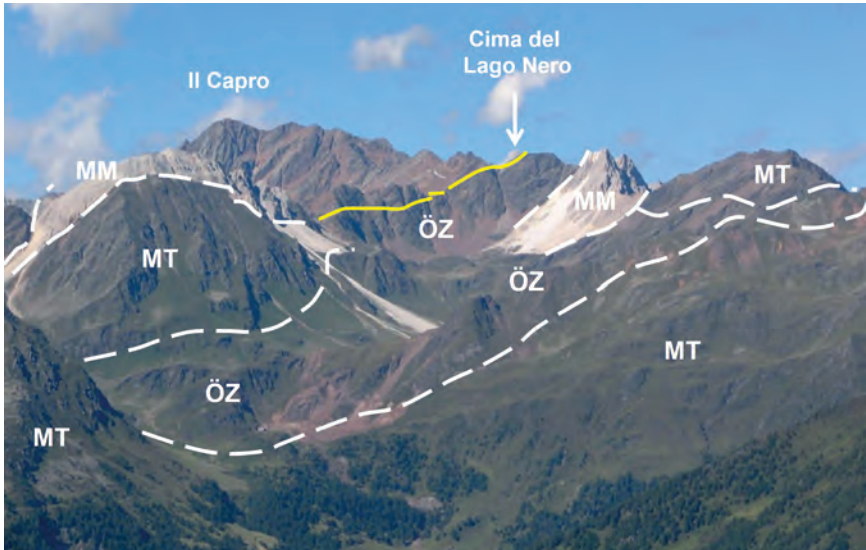


Abb. 147 - Struktureller Bau der Mulde von St. Martin am Schneeberg. Gelb dargestellt das Hauptniveau (es gibt noch weitere in der Nähe bzw. durch Störungen versetzt) von Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (ÖZC), die als „Basalkonglomerat Auct.“ interpretiert werden und während der alpidischen Orogenese metamorph überprägt wurden. MM: Permo-mesozoische Metasedimentabfolge der Ötztal-Decke; ÖZ: polymetamorphes Grundgebirge der Ötztal-Decke; MT: Schneeberger Einheit.

tektono-metamorphen Entwicklung, die mit einer Deformationsphase unter spröden Bedingungen endete. Diese veränderte die ursprüngliche Ausbildung der Kontakte und löschte im Gebiet von St. Martin am Schneeberg teilweise die älteren Strukturen aus.

In anderen Fällen war es nicht möglich, Bewegungsindikatoren zu bestimmen, teils auch aufgrund späterer Verformungen des ursprünglichen Kontaktes, wie bei der Scharte zwischen den Moarer Weißen/Rocce Bianche del Massaro und der Sprinzenwand/Croda Sperone (Abb. 148a). In diesem Bereich überschiebt die Schneeberger Einheit sowohl das Grundgebirge der Ötztal-Decke im Süden, als auch die zugehörige Permo-triassische Sedimentabfolge im Norden. Im Bereich der Scharte besteht eine wenige Meter mächtige Linse von Paragneisen, die den Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (ÖZC) zugeschrieben wird und durch zwei steilstehende Abschiebungen begrenzt ist.

Innerhalb der Schneeberger Einheit entspricht die Phase D₄ der Entwicklung offener Falten, die durch ca. NNE-SSW gerichtete, subhorizontale Achsen und vertikale bis steil nach NNW einfallende Achsenebenen gekennzeichnet sind.

Diese Falten treten vor allem am Kontakt zu den Einheiten der Ötztal-Decke auf und gehen mitunter mit einer Bruchschieferung im Dezimeterabstand einher, welche von einer spröden Verformung zeugt.

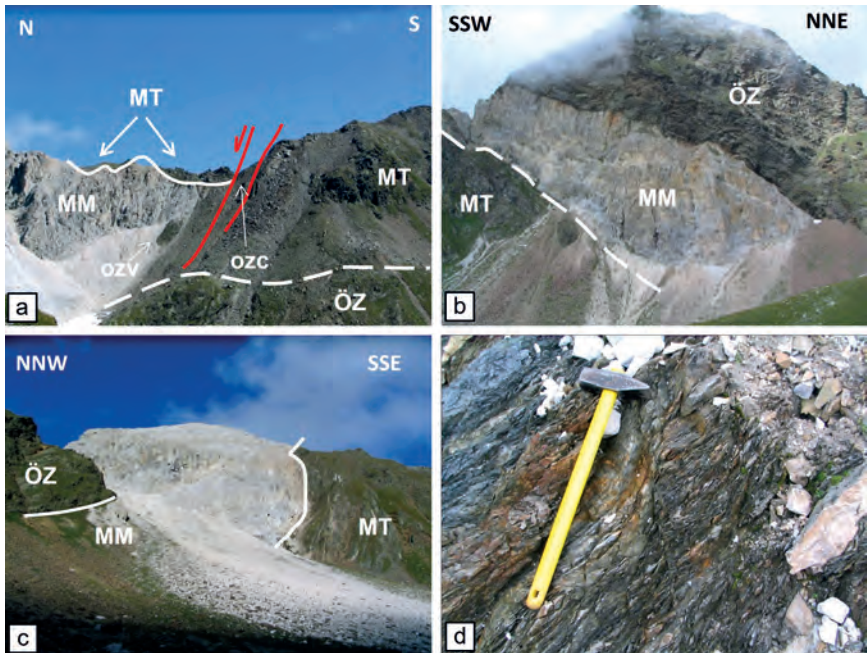


Abb. 148 - Tektonische Kontakte zwischen der Schneeberger Einheit und der Ötztal-Decke. a) Scharte zwischen der Sprinzenwand (im Süden) und den Moarer Weißen; b) Ostwand des Gürtelspitz (2858 m); c) Tektonischer Kontakt westlich der Schneeberger Weißen, die Scherzone ist 10-15 m mächtig; d) Detail von Kataklastiten in den Glimmerschiefern der Schneeberger Einheit, die den Kontakt in Abbildung c darstellen; MM: Permo-triassische Sedimentabfolge der Ötztal-Decke; ÖZ: polymetamorphes Grundgebirge der Ötztal-Decke; MT: Schneeberger Einheit; ÖZV: Quarzite, Quarzitschiefer und Kalkschiefer (Virgloria-Fm Auct.); ÖZC: Granat-führende Paragneise und Quarzite (Basalkonglomerat Auct.).

2.2. - DIE TEKTONO-METAMORPHE TEXEL-EINHEIT

Die Texel-Einheit tritt im südlichen Abschnitt des Kartenblattes auf beiden Seiten der Passer bzw. orographisch rechts des Jaufen Baches/Rio di Giovo auf. Die Texel-Einheit steht im N und NW in tektonischem Kontakt zur Schneeberger Einheit entlang einer syn-D₂ Scherzone. Im Süden steht die Texel-Einheit in Kontakt zur St. Leonhard-Einheit entlang des Störungssystems Passeiertal-Linie-Jaufen-Linie.

Das älteste Ereignis im Blattbereich betrifft die Intrusion von Linsen und Gängen von Pegmatiten (OGA), die bisweilen Spodumen führen und an der Nordflanke der Hohen Kreuzspitze/P.ta Montecroce aufgeschlossen sind.

Die Aufnahmen und Analysen bei den Kartierungen des vorliegenden Blattes lieferten keine strukturellen und/oder petrologischen Relikte, die eindeutig einer variszischen Orogenese zugeordnet werden könnten, im Gegensatz zu

den ansonsten üblichen Relikten in den ostalpinen Decken der Ostalpen (z.B. NEUBAUER & HANDLER, 2000).

Im Gelände sind die Pegmatitlinsen geschiefert und konkordant zur Schieferung S_2 der umgebenden Glimmerschiefer (OTM) und gebänderten Paragneise (OTP) eingelagert. Die im Kap. V beschriebenen mikrostrukturellen Eigenschaften deuten auf eine weit verbreitete Rekristallisation der Metapegmatite hin, wobei die ursprünglichen strukturellen und mineralogischen Eigenschaften durch nachfolgende tektono-metamorphe Ereignisse fast vollständig verwischt wurden.

Im Gebiet des angrenzenden Blattes Nr. 013 „Meran“ ist ein noch älteres Ereignis bekannt, die Intrusion des Partschinser Orthogneises (OTH) vor rund 450 Ma (Rb-Sr Datierung an Gesamtgestein, ZANTEDESCHI *et alii*, 1991).

Die strukturellen Analysen im Zuge der Kartierungsarbeiten konnten auch hier mindestens drei duktile Deformationsphasen bestätigen (BARGOSI *et alii*, 2010). Es sei daran erinnert, dass die Phasen D_2 und D_3 mit jenen der Schneeberger Einheit übereinstimmen. Die Phase D_1 der Texel-Einheit ist hingegen nicht mit der D_1 der Schneeberger Einheit vergleichbar, da die zwei Einheiten erst ab D_2 gemeinsame Wege gingen.

Die mesoskopischen Strukturen der ersten Deformationsphase D_1 kommen nur als Relikte einer Schieferung S_1 durch Hellglimmer und Biotit in den Glimmerschiefern (OTM) und Paragneisen (OTP) sowie in Form von entwurzelten Faltscharnieren mit entsprechenden Quarzlagen in den Glimmerschiefern (OTM_a) vor. In den Feldspat- und Quarzniveaus der gebänderten Paragneise (OTP) finden sich manchmal Relikte des Lagenbaus der Phase D_1 , der nicht vollständig von den Strukturen der Phase D_2 ausgelöscht wurde (Abb. 149a).

Relikte Strukturen der Phase D_1 oder einer noch älteren Phase treten innerhalb verschiedener Körper, Lagen und Boudins von Amphiboliten (OTF) und Granat-führenden Amphiboliten (OTF_a) auf, die in Glimmerschiefern (OTM) und gebänderten Paragneisen (OTP) eingeschaltet sind (Abb. 149b).

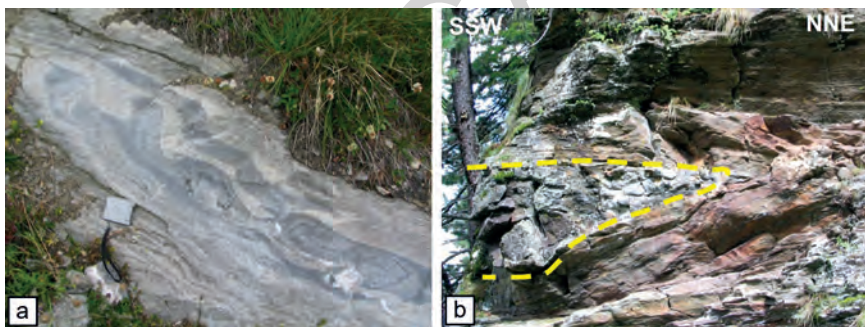


Abb. 149 - Relikte D_1 -Strukturen in der Texel-Einheit. a) Prä- D_2 Lagenbau in den gebänderten Paragneisen (OTP), Moos, entlang der Passer; b) Boudin aus Granat-führenden Amphiboliten (OTF_a) innerhalb der Glimmerschiefer (OTM), Platter Berg (2230 m) im Farmazontal; die S_2 -Schieferung umhüllt den Boudin; Bildbreite 1,5 m.

Die im angrenzenden Blatt Nr. 013 Meran aufgeschlossenen Amphibolite mit gut erhaltenen Eklogitresten wurden im gegenständlichen Blattbereich nicht beobachtet. In den Granat-führenden Amphiboliten (OTF_a) vom Platter Berg/*Giogo Strizzon* und im Körper zwischen Moos in P. und Stuls/*Stulles* sind jedoch Mineralparagenesen vorhanden, die auf eine retrograde Überprägung von früheren Eklogit-Vergesellschaftungen hindeuten (POLI, 1991). Die geschätzten Bedingungen für den Metamorphosepeak dieser Metabasite liegen bei 1,1-1,2 GPa und 640-680°C (POLI, 1991).

Radiometrische Datierungen (U-Pb an Zirkon und Sm-Nd an Granat) an den Eklogiten von Ulfas (BARGOSI *et alii*, 2010; ZANCHETTA *et alii*, 2013) und Saltaus/*Saltusio* (HABLER *et alii*, 2006) knapp südlich des Kartenblattes lieferten oberkretazische Alter der Hochdruckmetamorphose (um 85 Ma). Auf Basis der strukturellen Beziehungen zwischen den Eklogitboudins und den umgebenden Gesteinen (BARGOSI *et alii*, 2010) folgt, dass alle heute in der Texel-Einheit sichtbaren Strukturen sowie die einhergehende Metamorphose sehr wahrscheinlich alpidisch sind.

Die zweite duktile Deformationsphase D₂ bildet Isoklinalfalten sowie eine ausgeprägte Schieferung im Millimeterbereich (S₂), die in den Glimmerschiefern (OTM) und den gebänderten Paragneisen (OTP) das dominierende Gefügeelement im Aufschlussmaßstab darstellt. Im westlichen Abschnitt (Pfelderer Tal, Moos in P.) fällt die S₂-Schieferung in Richtung NW-NNW ein und dreht dann nach Osten (Ratschingstal, Ridnauntal) zunehmend im Uhrzeigersinn und fällt dort schließlich nach Norden ein (Abb. 150).

Die Falten D₂ entwickeln sich sowohl im mesoskopischen, als auch im regionalen Maßstab. Große Faltenstrukturen erkennt man am besten in den Kalksilikatmarmoren (OTB) und Kalkglimmerschiefern (OTC), die als Leithorizonte zur Erkennung der Deformationsstrukturen dienen. So können typische Beispiele der D₂-Deformation am linken Hang des Pfelderer Tals, im Bereich der Hohen Kreuzspitze/*P.ta Montecroce* (2743 m) und im Ratschingstal ausgemacht werden. D₂-Faltenscharniere sind auch im Ratschingstal und in den Quarzitlagen (OTQ) der Stieralm/*Alpe Toro*, am linken Hang des Pfelderer Tals, zu erkennen (Abb. 151).

Die Schieferung S₂ als Hauptschieferung in dieser Einheit ist durch eine amphibolitfazielle Mineralparagenese gekennzeichnet (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1969a, b; SPALLA, 1993; SÖLVA *et alii*, 2001; BARGOSI *et alii*, 2010), und insbesondere, in den Glimmerschiefern (OTM) und den quarzreichen Glimmerschiefern (OTM_a) besteht die syn-S₂ Mineralparagenese aus Biotit (II) + Hellglimmer (II) + Granat (II) + Staurolith + Kyanit (SPALLA, 1993; ZANCHETTA, 2005). Die P-T-Bedingungen dieser Deformationsphase liegen bei rund 0,8-0,9 GPa und 650°-700°C (BARGOSI *et alii*, 2010).

Der tektonische Kontakt zwischen der Texel-Einheit und der Schneeberger Einheit ist durch eine Zehnermeter mächtige, mylonitische Scherzone gekennzeichnet, die nach außen einen allmählichen Übergang zu nicht deformiertem Gestein zeigt (Abb. 152). Häufig wird die Schieferung durch

eine mineralogische Lineation (Lm in Abb. 150), begleitet, welche durch eine Einregelung von Biotit, Hellglimmer, Quarz und manchmal auch von gelängten Granataggregaten (Abb. 152a) in den Quarziten der Schneeberger Einheit entsteht. Die mylonitische Schieferung verläuft parallel zu S_2 , die begleitenden Lineare verlaufen parallel zu den Faltenachsen D_2 (Abb. 150). Die geometrischen und mineralogischen Eigenschaften der mylonitischen Scherzone deuten darauf hin, dass sie etwa gleichzeitig oder kurz nach der D_2 -Deformationsphase erfolgte und den Zeitpunkt markiert, als die Texel-Einheit und die Schneeberger Einheit tektonisch gekoppelt wurden. Der zeitliche Rückstand gegenüber S_2 wird durch die teilweise retrograde Umwandlung von Granat-Porphroblasten belegt, die in

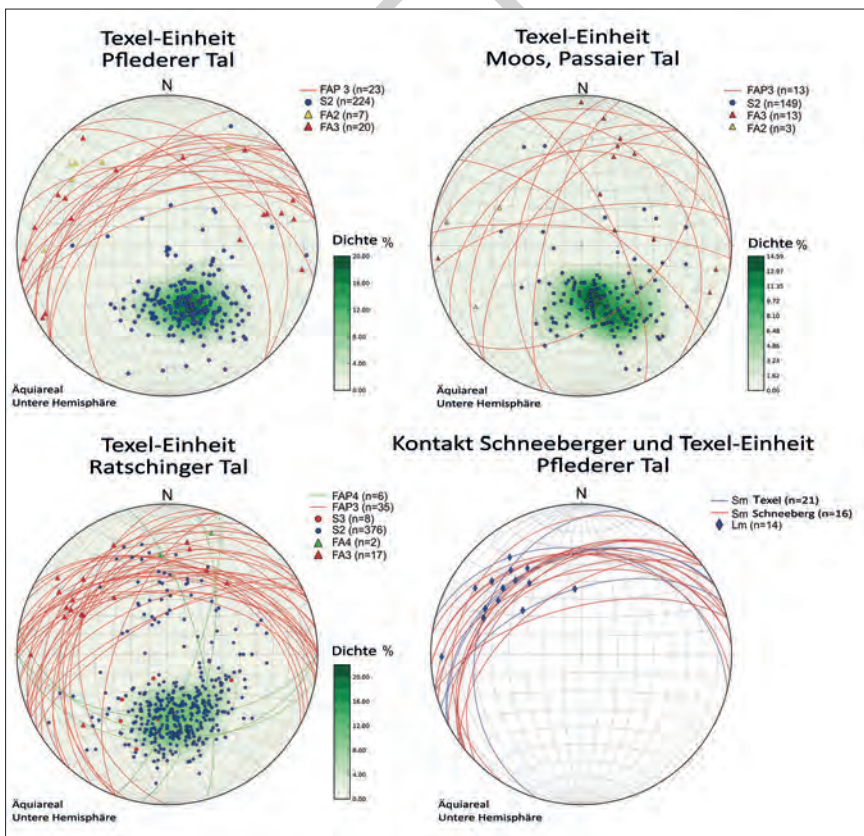


Abb. 150 - Strukturdaten zu den Phasen D_2 , D_3 und D_4 in der Texel-Einheit. S_2 : Schieferung der Phase D_2 ; L_2 : Mineralogische Lineation D_2 ; FA_2 : Faltenachsen D_2 ; FAP_2 : Achsebenen D_2 ; FA_3 : Faltenachsen D_3 ; FAP_3 : Achsebenen D_3 ; FAP_4 : Achsebenen D_4 ; FA_4 : Faltenachsen D_4 ; Sm : Mylonitische Schieferung; Lm : Mylonitische Lineation.

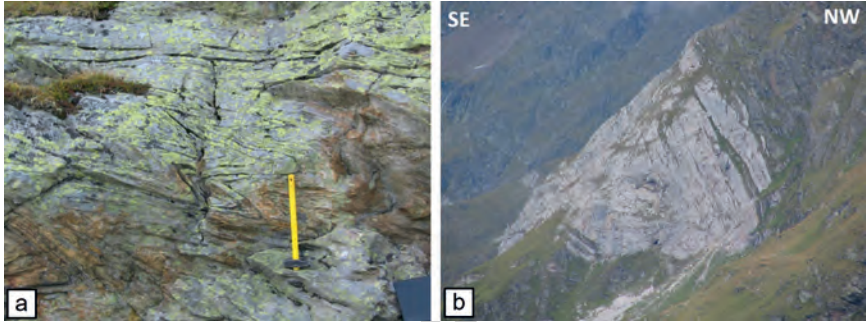


Abb. 151 - a) D_2 Isoklinalfalten in Quarziten (OTO), Stieralm, Pfelderer Tal; b) D_3 SE-vergente Faltscharniere in Kalksilikatmarmore (OTB), 500m NW von Pfleders.

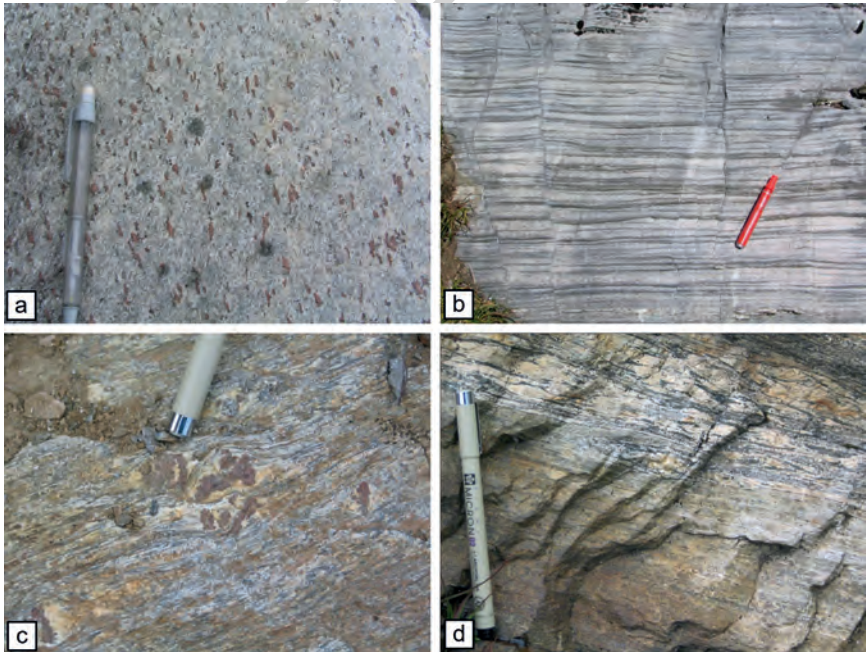


Abb. 152 - Gesteine am tektonischen Kontakt zwischen Texel-Einheit und Schneeberger Einheit. a) Gelängte Granataggregate in den Granat-führenden Quarziten (OSQ_a) der Schneeberger Einheit, entlang der mylonitischen Minerallineation (Lm in Abb. 150) ausgerichtet; b) mylonitische Marmore der Schneeberger Einheit; c) teilweise retrograd überprägte Granat-Porphyroblasten in den Granat-führenden Glimmerschiefern (OSF) der Schneeberger Einheit; d) Linse aus mylonitischen Granat- und Amphibol-führenden Gneisen und Schiefen (OSD). Weg von der Zwickauer Hütte zum Kreuzjoch, Pfelderer Tal.

den Glimmerschiefern der Texel-Einheit ebenso wie in jenen der Schneeberger Einheit auftritt (Abb. 152a).

In der folgenden Phase D_3 wird der Bau des Grundgebirges tiefgreifend umgearbeitet, wie bereits von GREGNANIN *et alii* (1995) beschrieben wurde. Die Phase D_3 überprägt die älteren D_2 -Strukturen und verleiht sowohl der Texel-Einheit als auch der Schneeberger Einheit ihren heutigen strukturellen Bau (siehe voriges Kapitel).

Im regionalen Maßstab treten die D_3 -Strukturen als S- bis SE-vergente, enge bis geschlossene Falten auf. In der Regel sind sie asymmetrisch ausgebildet, wobei der südliche Faltschenkel mitunter abgesichert wurde (Abb. 153). Im Allgemeinen fallen die Achsenebenen im westlichen Blattbereich (Pfelderer Tal, Moos in P. Abb. 150) zwischen 40° und 60° geneigt nach NW ein. Ostwärts drehen die D_3 -Strukturen im Uhrzeigersinn und folgen dem tektonischen Kontakt zwischen den Einheiten. Im Ratschingstal überwiegen D_3 -Falten mit Nord-vergenten Achsenebenen und flach geneigten, nach WNW einfallenden Achsen. Die Interferenzmuster von D_2 und D_3 sind im Allgemeinen vom Typ 2 oder 3 nach RAMSAY & HUBER (1987).

Unter dem Mikroskop zeigt die Deformationsphase D_3 eine Krenulation, die vor allem in den glimmerreichen Gesteinen hervortritt. Auf den Faltschenkeln ist eine Runzelschieferung (*crenulation cleavage*) durch die Neuordnung der Glimmerminerale auf S_1 und S_2 zu erkennen. Im Blattbereich wurde die Entwicklung einer deutlichen Runzelschieferung S_3 nur selten beobachtet, zumeist in den Glimmerschiefern (OTM).

Deformationen nach der Phase D_3 sind eher selten und haben keine grundlegenden Auswirkungen auf den strukturellen Bau der Texel-Einheit. Die bedeutendsten D_4 -Strukturen werden von offenen Falten im Meter- bis Zehnermeterbereich dargestellt, die vermehrt im östlichen Abschnitt des Kartenblattes auftreten. Diese Falten zeigen stets eine subvertikale Achsenebene

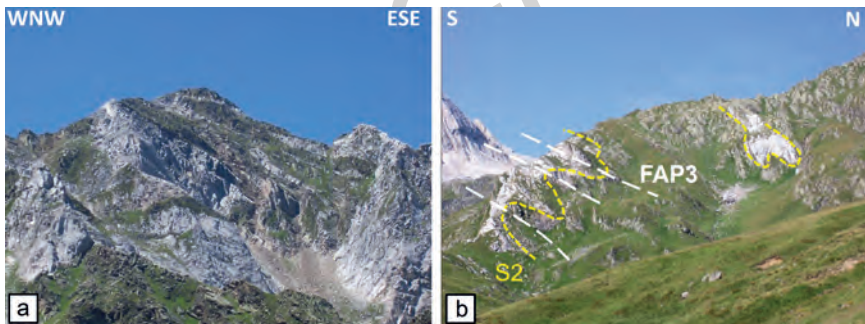


Abb. 153 - a) D_3 -Falten, die durch Silikatmarmorlagen (OTB) hervorgehoben werden, NE-Flanke der Hohen Kreuzspitze (2743 m); b) D_3 -Falten in Silikatmarmoren (OTB) und gebänderten Paragneisen (OTP), Klammalm, Ratschingstal.

und horizontale, meist E-W-gerichtete Achsen, bzw. im Ratschingstal auch senkrecht dazu verlaufend (Abb. 150). Diese Falten weisen manchmal Risse im Scharnierbereich auf, insbesondere bei kompakteren Gesteinstypen (z.B. Quarzitlagen). Die geometrischen und rheologischen Eigenschaften der D_4 -Falten zeigen einen Übergang von duktilen zu spröden Deformationsbedingungen.

Weitere Strukturen dieser Phase, oder möglicherweise noch späterer, sind die Zentimeter großen Kinkbänder und die kleinen Scherbänder von Zentimeter bis zu wenigen Dezimetern Größe, die im ganzen Gebiet verteilt vorkommen.

Die Analyse der Mineralparagenesen im Gleichgewicht sowie die entsprechenden Abschätzungen hinsichtlich Druck und Temperatur lassen in der metamorphen Entwicklung der Texel-Einheit auf einen Verlauf des P-T-d-t Pfads im Uhrzeigersinn schließen (Abb. 30). Das Hochdruckereignis unter relativ niedrigen Temperaturen erfolgt zeitgleich oder etwas früher als die Phase D_1 . Es folgt eine fortschreitende Exhumierung zusammen mit einem Temperaturanstieg im Zusammenhang mit der Deformationsphase D_2 . Diese Phase führt zu einer weitreichenden Rekristallisation in allen Gesteinstypen, mit der Entwicklung der Mineralparagenese Granat + Staurolith + Kyanit in den Metapeliten und Metapsammiten sowie einer retrograden Umwandlung von Eklogit-Vergesellschaftungen in den Metabasiten.

Das erste Ereignis nach der Platznahme des Partschinser Orthogneises (OTH), der im angrenzenden Blatt „Meran“ auftritt, war eine eklogitfazielle Metamorphose, die erstmals von THÖNI & HOINKES (1987), POLI (1991) und HOINKES *et alii* (1991) in den Metabasiten und von SPALLA (1989, 1993) in den Metapeliten der Texel-Einheit aufgezeigt wurde. Obwohl die am besten erhaltenen Eklogite im Gebiet des Blattes Nr. 013 „Meran“ vorkommen (HABLER *et alii*, 2006; ZANCHETTA, 2007; BARGOSSO *et alii*, 2010), deuten die Strukturanalysen und die Erkennung retrograd überprägter Eklogit-Vergesellschaften in den Amphiboliten von Moos (POLI, 1991) darauf hin, dass die gesamte Texel-Einheit, einschließlich das Gebiet im vorliegenden Kartenblatt, eine homogene, tektono-metamorphe Entwicklung durchlief, beginnend mit dem auf etwa 85 Ma datiertem Hochdruckereignis (HABLER *et alii*, 2006; BARGOSSO *et alii*, 2010).

Die in der Literatur verfügbaren Daten zeigen für die D_2 -Deformationsphase P-T-Bedingungen von 550°-650°C und 0,6-0,7 GPa (HOINKES, 1981; SPALLA, 1993; SÖLVA *et alii*, 2001). Die im Rahmen des Kartenblattes Nr. 013 „Meran“ gewonnenen Daten an den Metapeliten der Texel-Einheit (OTM und OTP) werden im vorliegenden Blatt bestätigt und deuten auf etwas höhere Drücke und Temperaturen (0,8-0,9 GPa und 650°-700°C) hin. Die Veränderungen in der Zusammensetzung der Granatporphyroblasten in den Metapeliten und Metabasiten (Abb. 154) stimmen mit der oben beschriebenen Entwicklung überein.

Das Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose in der Texel-Einheit wurde vorwiegend an Hellglimmer (THÖNI, 1983, 1986, 1988) ermittelt. Im Allgemeinen ergeben sich daraus Alter zwischen 120 und 70 Ma. Jüngere Datierungen an post- D_2 und prä- D_3 Scherzonen in Grünschiefer-Fazies (Rb-Sr an Biotit, SÖLVA

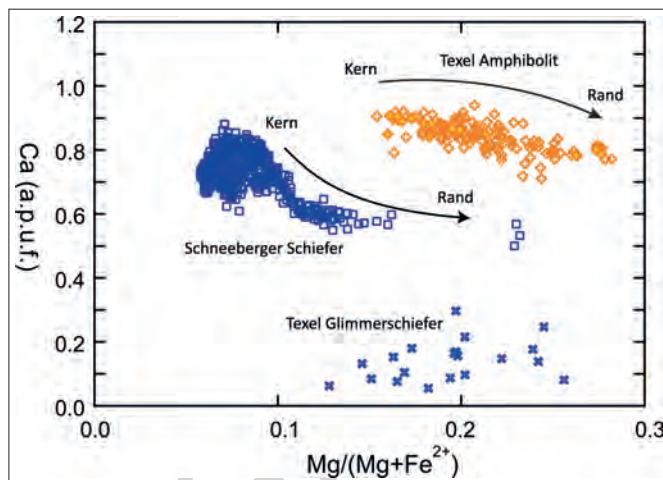


Abb. 154 - Zusammensetzung von Granaten der Texel-Einheit (Glimmerschiefer und Metabasite) und der Schneeberger Einheit (Glimmerschiefer OSF, OSR und OSG). In beiden Einheiten erkennt man vom Kern zum Rand eine generelle Zunahme von Magnesium sowie eine Abnahme des Kalziumgehalts.

et alii, 2005) zeigen, dass die amphibolitfazielle syn-D₂ Metamorphose ein Alter zwischen 85 und 70 Ma aufweist.

Es gibt bislang noch keine Daten zum Alter der Deformationsphase D₃, obwohl sie wahrscheinlich mit der südvergenten Rücküberschiebung entlang des Periadriatischen Störungssystems im Eozän-Oligozän zusammenhängt, und wahrscheinlich mit dem Krustenindenter der Adria-Platte im ostalpinen Krustenkeil korrelierbar ist (z.B. ROSENBERG *et alii*, 2018).

3. - TEKTONO-METAMORPHE EINHEITEN MIT ALPIDISCHER METAMORPHOSE IN AMPHIBOLIT- UND GRÜNSCHIEFER-FAZIES

In den folgenden Abschnitten werden die Struktur und die Metamorphose von tektono-metamorphen Einheiten beschrieben, die während der alpidischen Orogenese eine amphibolitfazielle Metamorphose (Ötztal-Decke) oder eine Metamorphose in Grünschiefer-Fazies (St. Leonhard-Einheit) erfahren haben.

Die Ötztal-Decke besteht, wie im Kapitel V bereits angemerkt, aus einem polymetamorphen Grundgebirge und metasedimentären Bedeckungen mit einem vermutlich permischen bis triassischen Alter, das mittels Fossilresten und anhand der Ähnlichkeit der Lithostratigraphie mit den nicht metamorphosierten, permo-mesozoischen Bedeckungen des Ostalpins in anderen Gebieten definiert wurde (KÜBLER & MÜLLER, 1962). Die ursprüngliche Diskordanzfläche (*non-conformity*, „basale Diskordanz“ *Auct.*, FRECH, 1905; KÜBLER & MÜLLER, 1962)

zwischen Bedeckungen und dem Grundgebirge ist in der Gegend von St. Martin am Schneeberg erhalten.

Die strukturelle Analyse der Verschnitte und Überlagerungen zwischen Strukturen der metamorph überprägten permo-triassischen Bedeckungseinheiten und des prä-alpidischen kristallinen Grundgebirges erlaubte in der Folge eine Unterscheidung der alpidischen Deformation und Metamorphose auch im Kristallin. Neben den Beziehungen zwischen dem Grundgebirge und den Bedeckungseinheiten, welche einen strukturellen Marker darstellen, zählen die mafisch-intermediären Gänge zu den wichtigsten Werkzeugen der relativen Datierung der tektono-metamorphen Ereignisse. Sie intrudierten wahrscheinlich im Perm (PURTSCHELLER & RAMMELMAIR, 1982) in das polymetamorphe Grundgebirge und sind von der Diskordanzfläche der permo-triassischen Bedeckungen abgeschnitten (GREGNANIN & VALLE, 1995).

Das polymetamorphe Grundgebirge der Ötztal-Decke steht mit der Schneeberger Einheit durch eine N-NW einfallende, grünschieferfazielle Scherzone in Kontakt. Die Scherzone quert das gesamte Blattgebiet vom Seeber Tal/*Valle del Lago* im SW bis zum Ridnauntal im NE. Strukturelle und kinematische Analysen an dieser Scherzone zeigen eine Abschiebungskomponente (*Schneeberg Normal Fault Zone*; SÖLVA *et alii*, 2005). Im zentralen Blattbereich, im Gebiet von St. Martin am Schneeberg, ist der Kontakt stark verkompliziert, nachdem wie bereits erwähnt (siehe Kap. VI.1.1.) spätere Verfaltungen D_3 sowie spröde Reaktivierungen an den älteren duktilen Kontakten stattfanden. Im Osten des Egetjochs/*Passo dell'Erpice* kann die Struktur besser nachgezeichnet werden, wobei die mylonitischen Quarzite (OSQ) der Schneeberger Einheit den duktilen Kontakt mit der darüber liegenden Ötztal-Einheit unterstreichen.

Die St. Leonhard-Einheit, die bereits im Blatt Nr. 013 „Meran“ definiert wurde, wird im NW durch das Störungssystem der Passeiertal-Jaufen-Linie begrenzt. Dieses System bildet die südliche Grenze der von der alpidischen Metamorphose betroffenen ostalpinen Grundgebirgseinheiten (*SAM: Southern limit of Alpine Metamorphism*, HOINKES *et alii*, 1999). Die Jaufen-Linie bildet eine Scherzone auf Krustenniveau mit einer komplexen Geschichte und wiederholten Reaktivierungen, sowohl unter duktilen, als auch unter spröden Deformationsbedingungen.

3.1. - ÖTZTAL-DECKE

Die Ötztal-Decke besteht aus einem polymetamorphen Grundgebirge und permo-triassischen Metasedimentabfolgen, die im Wesentlichen als autochthon angesehen werden können. Es wurde der Begriff „Decke“ verwendet, um der beträchtlichen räumlichen Ausdehnung (SCHMID *et alii*, 2004) Rechnung zu tragen und nachdem ein klarer und kontinuierlicher tektonischer Kontakt zwischen Grundgebirge und Bedeckungseinheiten fehlt. Außerdem zeigen sie eine unterschiedliche Deformations- und Metamorphosegeschichte (lang und

komplex für das Grundgebirge, nur alpidisch für die Sedimentbedeckungen), wodurch der Begriff „tektono-metamorphe Einheit“ in diesem Fall unpassend erscheint.

Innerhalb der Ötztal-Decke wurden mindestens vier verschiedene duktile Deformationsphasen kartiert. Die ersten beiden Deformationen (D_1 und D_2) betreffen nur das kristalline Grundgebirge, während die folgenden (D_3 und D_4) auch die Metasedimentabfolgen einbeziehen und somit der alpidischen Orogenese zuzuschreiben sind.

3.1.1. - *Das polymetamorphe Grundgebirge*

Das polymetamorphe Grundgebirge der Ötztal-Decke erfuhr mindestens drei Orogenesen: kaledonisch, variszisch und alpidisch (NEUBAUER *et alii*, 1999; HOINKES *et alii*, 1999). Im Folgenden werden die petrographischen und strukturellen Elemente dieser Orogenesen beschrieben, die im Blattbereich bis dato erkannt wurden.

Die ältesten magmatischen und metamorphen Relikte im Ötztal-Stubai Kristallin bestehen aus Gabbro- und Diorit-Tonalit-Intrusionen, die ein Alter zwischen 487 Ma und 540 Ma aufweisen (SCHWEIGL, 1993; MILLER & THÖNI, 1995; HOINKES *et alii* 1997; KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2001). Eine spätere Altersgruppe zwischen 485 und 420 Ma (THÖNI, 1999) betrifft einen Großteil der vorwiegend granitischen und granodioritischen Körper, die heute als Orthogneise auftreten. Die Intrusion dieser Körper war wahrscheinlich an lokale Anathexis-Prozesse gebunden, wovon Migmatitreste im mittleren Ötztal (Winnebach-Migmatit, KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2001; THÖNY *et alii*, 2008) und im westlichen Ötztal (Verpeil und Nauderer Gaisloch, SCHWEIGL, 1993; BERNHARD *et alii*, 1996; KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2001) zeugen.

Die Phänomene teilweiser Krusten-Aufschmelzung mit der Bildung von Granitkörpern kann mit der Platznahme von mafischen Körpern korreliert werden. Letztere entstammen eindeutig dem Erdmantel, wie geochemische Daten belegen (POLI, 1989). Im Blattbereich sind diese Ereignisse durch den Pflerscher Metagabbrokörper („Pflerscher Gabbro“ *Auct.*, SANDER 1920a) vertreten, der im gleichnamigen Tal im Bereich der Tribulaunhütte/Rif. *Calciati al Tribulaun*, an der Basis der SW-Wand des Pflerscher Tribulaun-Massivs, auftritt. Wie bereits erwähnt, besteht dieser Metagabbro aus gebänderten Amphiboliten (OZG) und Biotitorthogneisen (OZG_a). Im Rahmen der Erstellung des vorliegenden geologischen Kartenblattes wurden eigens radiometrische Altersbestimmungen durchgeführt: U-Pb-Datierungen an Zirkonen aus den Biotitorthogneisen (OZG_a) und Amphiboliten (OZG) ergaben Alter von $469,8 \pm 3,1$ Ma bzw. $480,5 \pm 5,5$ Ma (Abb. 155), die dem Zeitpunkt der Kristallisation des ursprünglichen Intrusivkörpers entsprechen sollten.

Um die Deformationsgeschichte der Ötztal-Decke in ihrer Gesamtheit zu verstehen, wurden im Zuge der Kartierung Schlüsselstellen definiert und

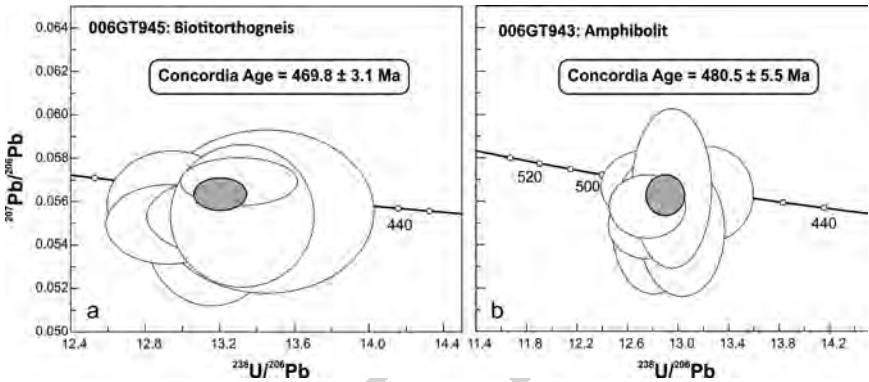


Abb. 155 - Tera-Wasserburg Concordia Diagramme zum Alter der Zirkone aus Amphiboliten des Pferscher Metagabbros (OZG) und aus Biotitorthogneisen (OZG_a). SHRIMP U-Th-Pb Datierungen an Zirkonen wurden an der CAGS (Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, China) in Zusammenarbeit mit M. BERGOMI durchgeführt.

dort detaillierte strukturelle Untersuchungen durchgeführt sowie die mesoskopischen Strukturdaten ausgewertet (Abb. 156). Als Beispiel sei die Detailaufnahme im Bereich der Teplitzerhütte/Rif. *Vedretta Pendente* (Abb. 157) genannt. Alle vier ausgemachten duktilen Deformationsphasen haben direkt im Gelände erkennbare Strukturen hinterlassen. Die ältesten Deformationsstrukturen (D₁) sind nur in begrenzten Abschnitten zu beobachten und liegen oftmals in den gebänderten heterogenen Gneisen (OZE), einem Gesteinstyp, der die strukturelle Geschichte am besten konserviert. Die Strukturen der späteren Deformationsphasen D₂ und D₃ kommen verbreitet im gesamten Blattbereich vor. Die letzte Deformationsphase D₄ ist wenig ausgeprägt, sie ist hauptsächlich in den gebänderten Paragneisen (OZP) im östlichen Bereich der Einheit (Ridnauntal) in Form einer undeutlichen Verfaltung im Meter- bis Mehrzehnermeterbereich sichtbar. Die stereographischen Projektionen in der folgenden Abbildung (Abb. 156) stellen Faltscharnieren und Achsenebenen der Phasen D₃ und D₄ sowie die Hauptschieferung S₂ dar.

Die Deformationsphase prä-D₂ ist durch intrafoliale, lithologische und/oder mineralogische Relikte innerhalb der Schieferung S₂ gekennzeichnet. Dieser Phase sind die kalkigen Boudins zuzuordnen, die in den heterogenen gebänderten Gneisen (OZE) im Bereich der Teplitzerhütte innerhalb der Schieferungsflächen prä-S₂ erhalten sind. Diese können auf den Aufschlüssen entlang des Wanderweges zwischen der Teplitzerhütte und dem Becherhaus/Rif. *G. Biasi al Bicchiere* beobachtet werden. Sie zeigen ca. 10 cm Mächtigkeit und eine Länge von bis zu 0,5 m. Sie sind mittel- bis feinkörnig und es ist schwierig, die einzelnen mineralogischen Phasen im Gelände auszumachen. In den im Blattbereich aufgeschlossenen gebänderten Paragneisen (OZP) der Öztal-Decke können auch Mineralrelikte (Granat, Amphibol und Glimmer) beobachtet

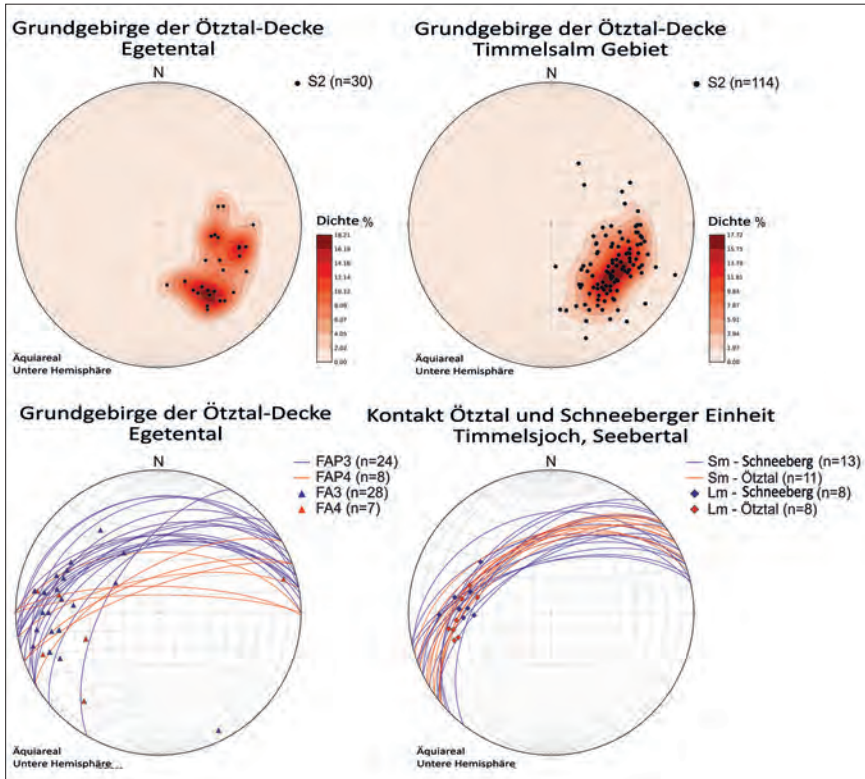


Abb. 156 - Stereographische Projektion der Strukturelemente im polymetamorphen Grundgebirge der Ötztal-Decke und der Kontaktzone zur Schneeberger Einheit. S₂: Schieferung der D₂-Phase; FA3: Faltenachsen der D₃-Phase; FAP3: Achsenebenen der Falten der D₃-Phase; FAP4: Achsenebenen der Falten der D₄-Phase; FA4: Faltenachsen der D₄-Phase; Sm: Mylonitische Schieferung; Lm: Mylonitische Lineation.

werden, die repräsentativ für Deformationsereignisse vor der Entwicklung der Hauptschieferung S₂ sind. Da die Strukturen der Phase D₂ im Aufschluss vorwiegend in den Glimmer-reichen Gesteinen zur Geltung kommen, wurden sie außerhalb der Bereiche mit detaillierten Strukturaufnahmen (Abb. 157) nur sehr selten ausgemacht.

In den gebänderten heterogenen Gneisen (OZE) äußert sich der gefaltete Lagenbau prä-S₂ in Form von wechselnden, Zentimeter- bis Dezimeter-dicken Bändern unterschiedlicher Zusammensetzung (Abb. 158a, d). Insbesondere sind bis zu 2-3 cm mächtige Quarz-Feldspat-Lagen vorhanden, die als Leithorizonte für den Schieferungsverlauf dienen, ebenso wie ein allmählicher Übergang zwischen mal stärker quarzhaltigen, mal stärker feldspatischen Niveaus

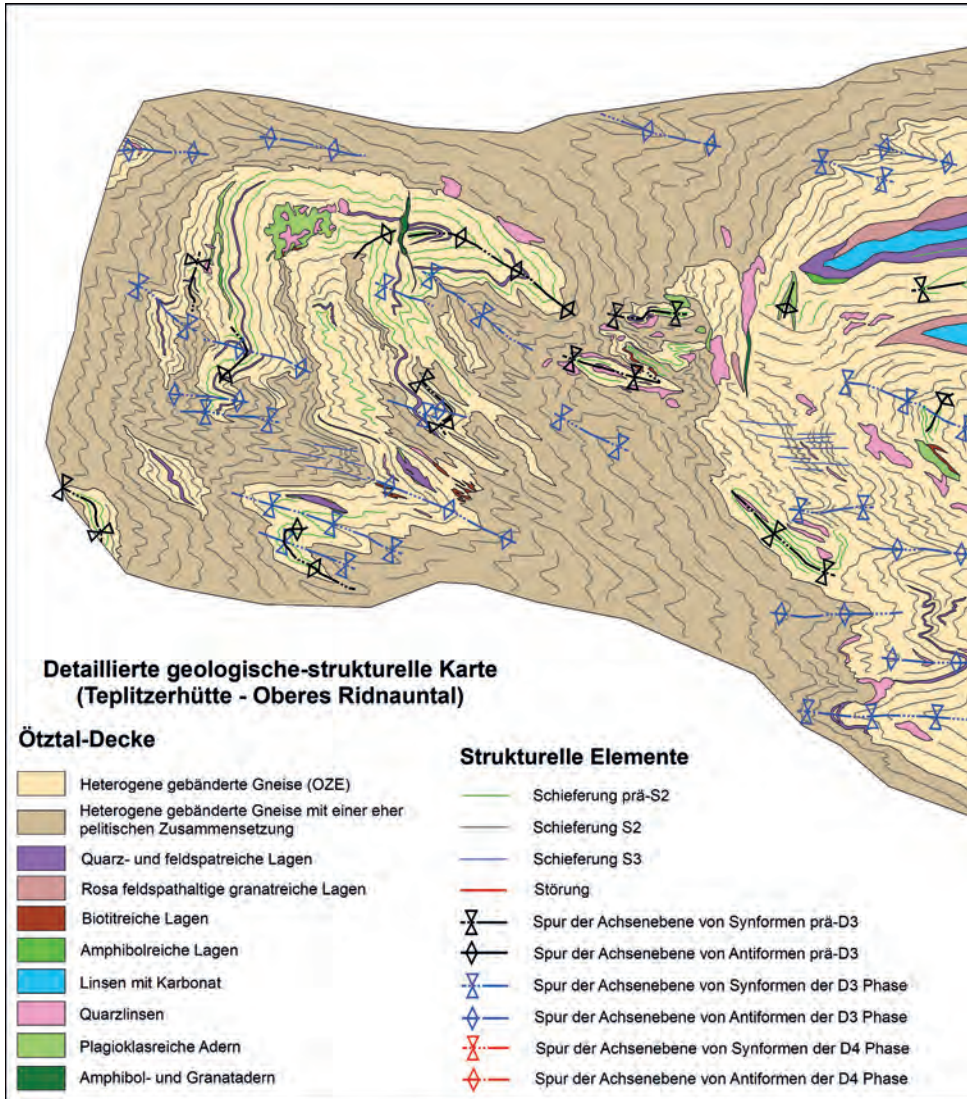
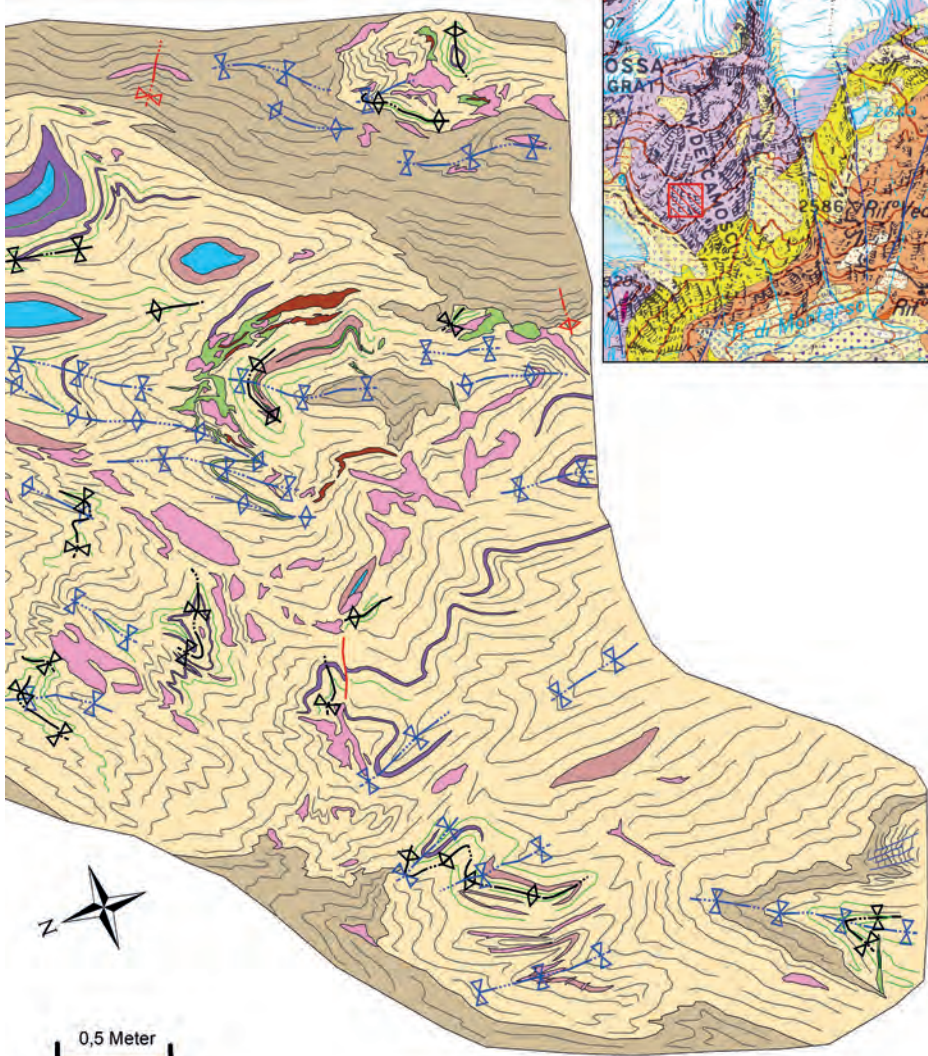


Abb. 157 - Detailkarte (Originalaufnahme von G. BOVE) des Felsaufschlusses auf einer Höhe von 2650 m entlang des Wanderweges von der Teplitzerhütte (2586 m) zum Becherhaus (3195 m).



(Abb. 158b, c). Diese Schieferung prä- S_2 ist dank rosafarbenen, granatreichen Lagen auszumachen, die eine Mächtigkeit von bis zu 10 cm erreichen und lateral nicht sehr kontinuierlich sind. Bisweilen wird die Schieferung prä- S_2 auch durch cm-dicke, Amphibol-reiche Bänder unterstrichen.

Die Deformationsphase D_2 ist stark ausgeprägt und führt zur Entwicklung der Achsenebenen-Schieferung S_2 , welche durch die Einregelung der Glimmerminerale gekennzeichnet ist und im Gelände die Hauptschieferung bildet. Strukturen der Deformationsphase D_2 werden durch abgescherte Faltscharniere dargestellt, die als intrafoliale Relikte innerhalb der Schieferung S_2 in den gebänderten Paragneisen (OZP) und Granatglimmerschiefern (OZM) sowie in Form von Boudins in den gebänderten heterogenen Gneisen (OZE) vorkommen. Außerdem sind relikte Isoklinalfalten zu erkennen, die durch spätere D_3 -Falten verfaultet wurden (Abb. 159). Etwa 1 km westlich der Teplitzerhütte sind die Isoklinalfalten der Phase D_2 in den gebänderten heterogenen Gneisen (OZE) (Abb. 159a) von Adern mit Amphibol, Plagioklas \pm Granat schräg durchschlagen. Diese Adern sind zentimetermächtig,

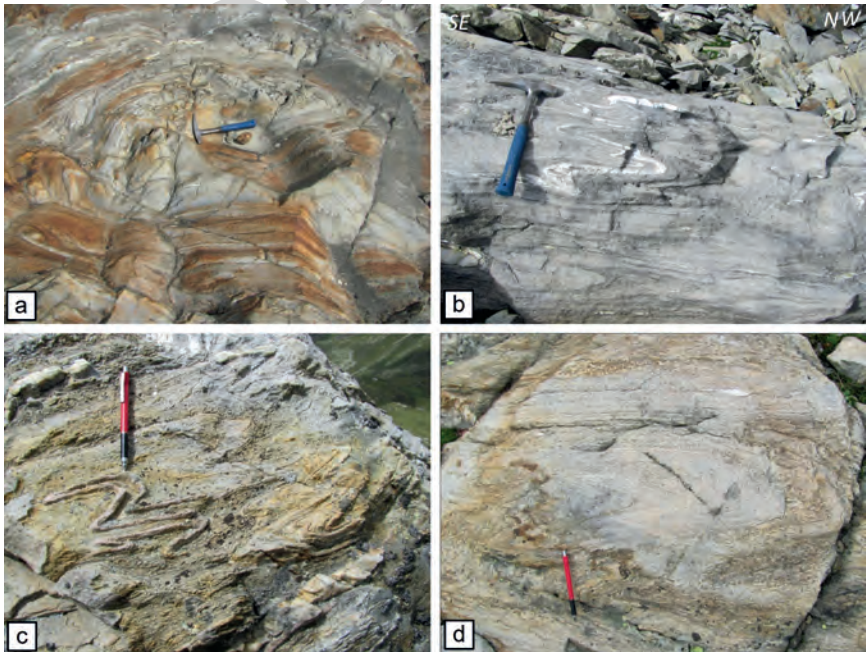


Abb. 158 - Erscheinungsbild im Aufschluss der gebänderten heterogenen Gneisen (OZE): a) Lagenbau parallel zur Schieferung S_1 ; b) relikte Faltscharniere von Isoklinalfalten (D_2) mit Entwicklung der Schieferung S_2 , welche im Bereich der Faltschenkel die S_1 auslöscht; c) verfaultete Falten stechen durch quarzreiche Niveaus hervor; d) ein Lagenbau S_1 wird durch die regionale Hauptschieferung S_2 verfaultet und versetzt.

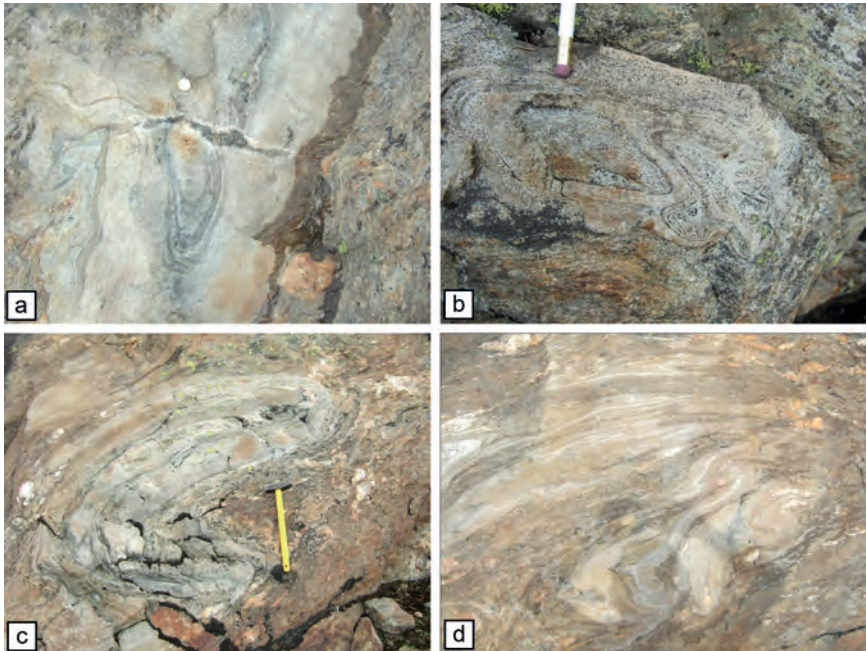


Abb. 159 - a) Eine Isoklinalfalte D_2 in den gebänderten heterogenen Gneisen (OZE) wird von Adern mit Amphibol, Plagioklas \pm Granat schräg durchschlagen; b) Interferenzmuster D_1 - D_2 ; c) Karbonatknollen und Adern mit Amphibol und Granat; d) Interferenzmuster zwischen D_1 - D_2 -Falten und D_3 -Falten. Hangender Ferner.

durchschlagen die Strukturen S_2 und prä- S_2 , zeigen eine beschränkte seitliche Erstreckung und stellen ein statisches Kristallisationsereignis post- D_2 dar. Auch die porphyrischen, teilweise geschieferten Gänge (f_p) am Grat zwischen der Timmelsalm und dem Ridnauntal verlaufen ebenfalls quer zu den Strukturen der D_2 -Phase. Stereographische Projektionen (Abb. 156) zeigen, dass die Schieferung S_2 einen recht konstanten Verlauf von W nach E aufweist, und mit 45 - 50° nach 300° N einfällt. Die beobachtete Dispersion der Ausrichtung der Schieferung S_2 im hinteren Ridnauntal ist wahrscheinlich auf Falten der Deformationsphase D_4 zurückzuführen.

Die Hauptschieferung S_2 im Grundgebirge der Ötztal-Decke ist in allen Gesteinstypen vorhanden. Sie wird durch die Einregelung von Hellglimmer und Biotit, der die Granat- und Plagioklas-Porphyroblasten umhüllt, unterstrichen (Abb. 160a, b). Die Schieferung S_2 ist kontinuierlich im Nebengestein vorhanden und verläuft parallel zu den lithologischen Kontakten. Dies deutet darauf hin, dass im Blattgebiet die Deformationsphase D_2 für das heutige mesoskopische Gefüge im Grundgebirge der Ötztal-Decke verantwortlich zeichnet. Eine

Ausnahme bildet der Pflerscher Metagabbro (OZG). Hier zeigt der Körper eine interne S_2 (Abb. 160c, d) durch die Einregelung von Biotit und Amphibol, die jedoch eine geringe Abweichung zum lithologischen Kontakt zwischen den Amphibolgneisen des Körpers (OZG) und den umgebenden gebänderten Paragneisen (OZP) aufweist. Das Vorhandensein der Schieferung S_2 im Pflerscher Metagabbro in Verbindung mit dem Alter der Intrusion (ca. 480 Ma; siehe Abb. 155) lassen auf eine Ausbildung der S_2 während der variszischen Orogenese schließen.

Auf mikroskopischer Ebene sind die Strukturen der Phasen prä- D_2 hauptsächlich innerhalb von Granat-Porphyroblasten erhalten geblieben, welche in mehreren Generationen prä- bis synkinematisch zu S_2 gewachsen sind (Abb. 161). Die Foliation im Inneren der Granate ist vorwiegend durch Quarz und Biotit in den gebänderten Paragneisen (OZP) sowie durch Quarz, Biotit und Muskovit in den Granatglimmerschiefern (OZM) gekennzeichnet. Granat-Porphyroblasten mit besonders vielen Einschlüssen wurden in den gebänderten heterogenen Gneisen (OZE) im Gebiet der Teplitzerhütte beobachtet (Abb. 157). In den Proben aus diesem Aufschluss zeigen die Granate einen dunklen Kern aufgrund der zahlreichen Einschlüsse (Quarz, Biotit, Kalzit, Ilmenit). Um diesen wächst ein klarer Rand mit reichlich Einschlüssen, jedoch mit einer unterschiedlichen Zusammensetzung (Abb. 162).

Anhand der durchgeführten mikrostrukturellen Analysen konnte die Mineralparagenese im Gleichgewicht, bzw. zeitgleich mit der Entwicklung der Schieferung S_2 bestimmt werden. In den gebänderten Paragneisen (OZP), den Feldspat-führenden Paragneisen (OZF) und den gebänderten heterogenen Gneisen (OZE) besteht die Mineralparagenese aus Biotit + Quarz + Plagioklas + Muskovit + Granat + Ilmenit. In den Granatglimmerschiefern (OZM) finden sich neben den oben genannten Mineralen noch Aggregate aus Serizit und Biotit, die als Pseudomorphosen nach Staurolith-Porphyroblasten interpretiert werden und syn-kinematisch zur Schieferung S_2 gewachsen sind (Abb. 163). Pseudomorphosen nach Staurolith sind auch im Gelände gut zu erkennen, besonders auf der linken Seite der Timmelsalm.

Glimmerlagen konzentriert. Dies ist z.B. bei den Muskovit-führenden leukokraten Orthogneisen (OZB) der Timmelsalm oder in den gneisischen Partien der gebänderten Paragneise (OZP) der Fall. In den Aufschlüssen im Westen der Teplitzerhütte können Falten der Phase D_3 im Dezimeter- bis Meterbereich in den heterogenen gebänderten Gneisen (OZE) deutlich ausgemacht werden (Abb. 164). In der Tat sind überlagerte Faltenstrukturen in den Gneisen leichter zu erkennen als in anderen Gesteinsarten. In diesem Gebiet zeigt sich deutlich, dass die D_3 -Phase sowohl gebänderte Paragneise (OZP), als auch Boudins aus Gesteinsrelikten betrifft (Abb. 159d). Stereographische Projektionen (Abb. 156) zeigen, dass die Achsenebenen der D_3 -Falten mit Neigungen zwischen 30° und 60° nach NNW einfallen. Die D_3 -Achsen fallen recht konstant mit 30° oder weniger nach Westen ein, während sie in den inneren Abschnitten der Öztal-Decke flach bzw. mit unter 20° nach SW einfallen. Die Geometrie der Strukturen

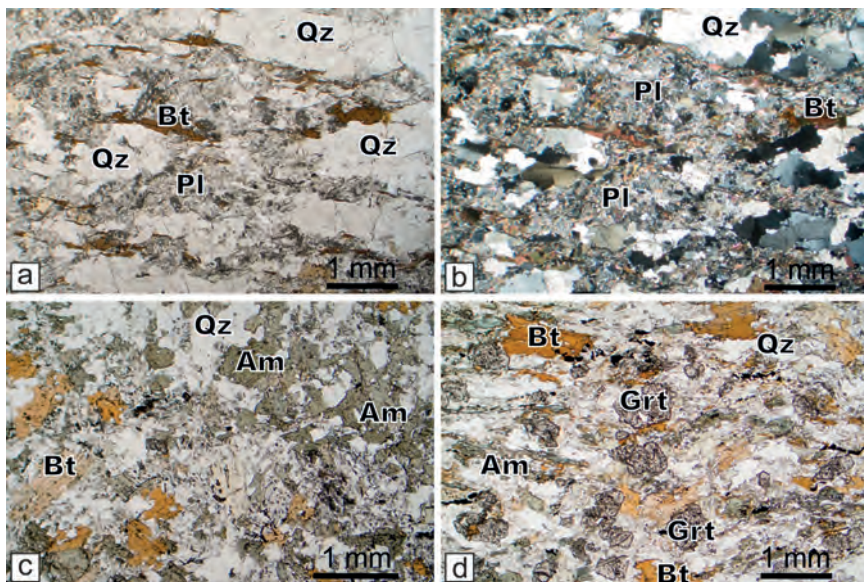


Abb. 160 - Mikrogefüge in den Feldspat-führenden Paragneisen (OZF) im Dünnschliff, II Nicols (a) und X Nicols (b). Die Schieferung S_2 ist durch die Einregelung von Biotit unterstrichen. Quarz bildet gelängte polykristalline Aggregate parallel zur Schieferung und wird von Plagioklas umhüllt, der seinerseits pseudomorph durch Epidot und Muskovit ersetzt wird. Die Fotos stammen von Proben am SW-Hang des Königshofspitz im Gebiet der Timmelsalm. c) Gebänderte Amphibolite des Pflerscher Metagabbros (OZG) mit reliktem magmatischem Gefüge. Die Probe stammt aus dem Gebiet der Tribulaunhütte. d) Stark deformierte Probe aus den Amphibolgneisen am Rand des Pflerscher Metagabbros (OZG), mit stärkerer Deformation und diffusem Granatwuchs.

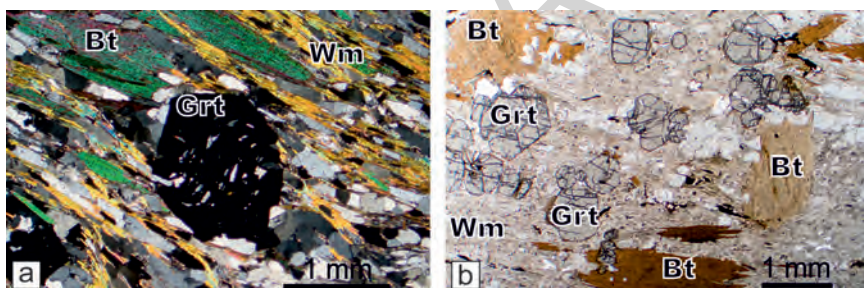


Abb. 161 - a) Foto (X Nicols) eines Granat-Porphyroblasten, prä- bis syn-kinematisch gewachsen zur Hauptschieferung, welche durch Biotit, Hellglimmer, Quarz und Plagioklas gebildet wird; gebänderte Paragneise (OZP). Man beachte die relikte Foliation aus eingeregelt Einschlüssen von Biotit und Quarz im Granatkern. b) Granat- und Biotit-Porphyroblasten post-kinematisch zur Hauptschieferung in den gebänderten Paragneisen (OZP) gewachsen.

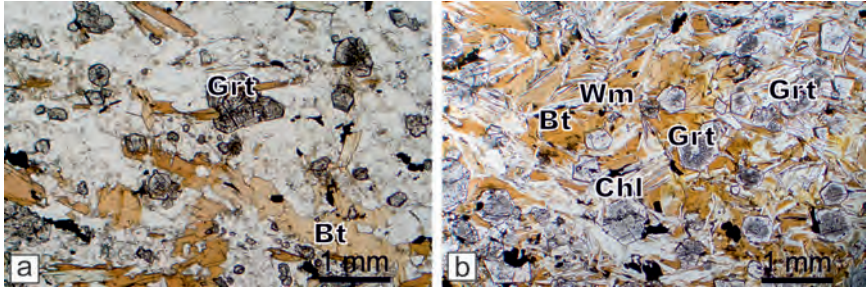


Abb. 162 - a) Zonierter Granat in den gebänderten heterogenen Gneisen (OZE) mit einchlussreichem Kern und klarem Rand, bzw. mit seltenen Karbonateinschlüssen. b) Restitlage aus Biotit, der teilweise von Hellglimmer und Chlorit überwachsen ist. Reichlich syn- bis post-kinematischer Granat mit der typischen Zonierung durch einen einchlussreichen Kern und einen klaren Rand. Am Weg von der Teplitzerhütte zum Becherhaus; die Proben stammen aus dem Aufschluss in Abb. 157.

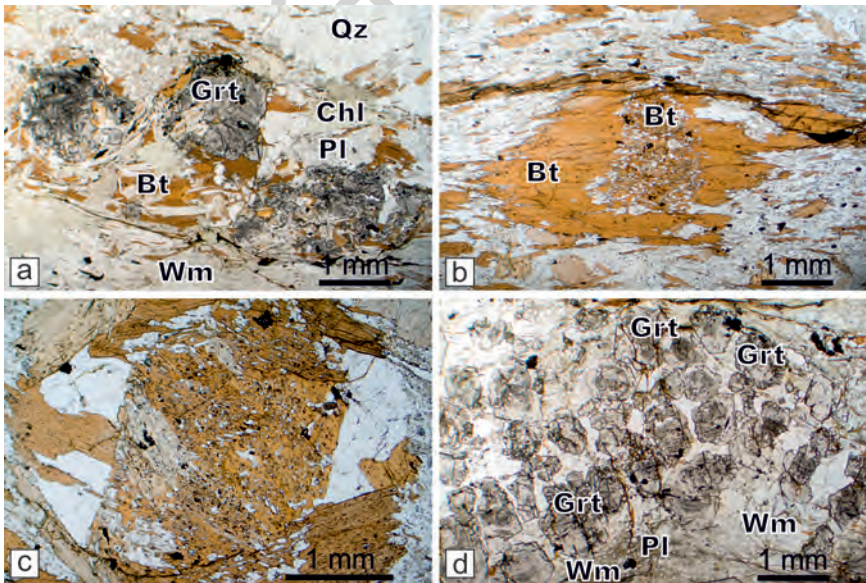


Abb. 163 - Mikrogefüge der Granatglimmerschiefer (OZM) im Dünnschliff. a) Granat-Porphyroblasten umhüllt von einer Schieferung aus Biotit und Hellglimmer in den Granatglimmerschiefern (OZM). Chlorit-Aggregate wachsen statisch auf der Schieferung. b) Millimetergroßer Biotitrelikt. c) Millimetergroßer Biotitrelikt. (c) und (d) Biotit wächst pseudomorph nach Staurolith. d) Granatreiche Lagen (II und X Nicols), prä-kinematisch zu S_2 entstanden und in Aggregaten entlang von mikroverfalteten Niveaus erhalten. Diese Niveaus gehen mit einer Biotitschieferung einher, wobei der Biotit teilweise von Hellglimmer, Quarz und serizitisierendem Plagioklas überwachsen ist. Im Inneren zeigen die Granatkristalle eine Zonierung aus einem einchlussreichen Kern (überwiegend $qtz + bt \pm wm \pm rt$) und einem klaren Rand. Hinterer Senner Egetsee, Egetental.

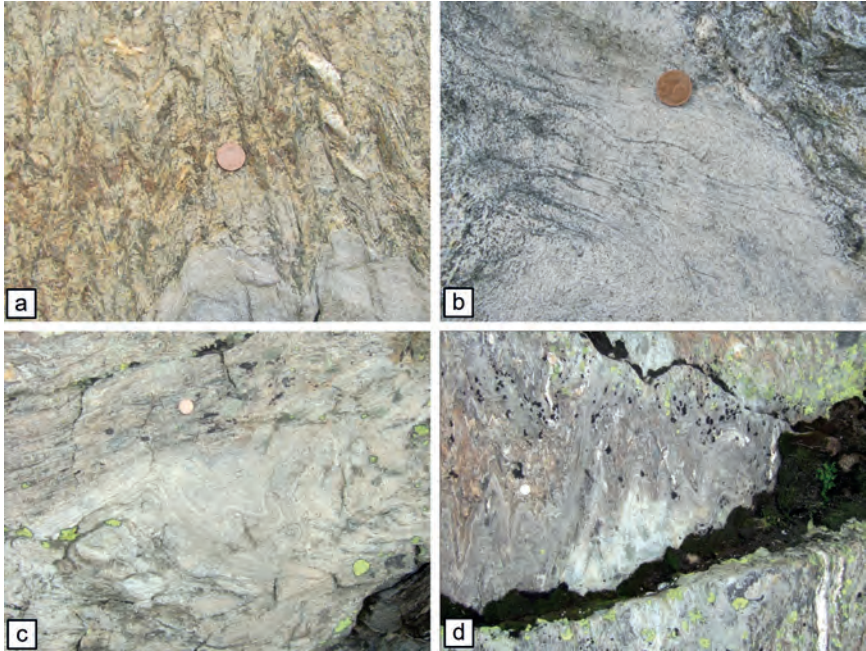


Abb. 164 - Beziehungen zwischen D_2 - D_3 und der Schieferung S_3 in den gebänderten heterogenen Gneisen (OZE) im Bereich des Hangenden Ferners (a, b, c) sowie in den Granatglimmerschiefern (OZM) vom Egetjoch (d).

der Phase D_3 ähneln jenen der Schneeberger Einheit, insbesondere nahe deren Untergrenze zur Texel-Einheit (Ratschingstal und Ridnauntal).

Eine weitere Deformationsphase D_4 wurde im Bereich zwischen dem Egetental und dem Pflerschtal festgestellt. Sie überlagert das Faltensystem der Phase D_3 und die vorherigen Strukturen mit einer abermaligen, schwach ausgeprägten Verfaltung. Diese Deformation ist durch heterogen verteilte und schwache, asymmetrische Falten im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gekennzeichnet. Sie weist keine Entwicklung einer Achsenebenenschieferung auf. Im Bereich von Aglsboden/*Piano dell'Accla* im Ridnauntal bewirkt diese Phase eine starke Dispersion der Schieferung S_2 (Abb. 156). Immer im Ridnauntal, entlang des Wanderweges von der Aglsalm/*Malga dell'Accla* zur Teplitzerhütte/*Rif. Vedretta Piana*, sind in den glimmerreichen Gesteinsabschnitten Krenulationen zu erkennen, die der Phase D_4 zuzuschreiben sind. Ähnliche D_4 -Krenulationen können zwischen der Teplitzerhütte und dem mächtigen Band aus Muskovit-führenden leukokraten Orthogneisen (OZT) am Weg zum Becherhaus beobachtet werden; vergleichbare Strukturen sind häufig im hinteren Egetental anzutreffen. Die stereographischen Projektionen (Abb. 156) zeigen, dass sich die Neigungen

der Achsenebenen der Phase D_4 von jenen der Phase D_3 unterscheiden, bzw. im Allgemeinen mit über 50° nach Norden einfallen. Die Achsen D_4 zeigen eine vergleichbare Abtauchrichtung wie jene der Phase D_3 und fallen flach in Richtung W, seltener mittelsteil nach SW ein.

Wie zu Beginn des Kapitels bereits erwähnt wurde, erfuhr das kristalline Grundgebirge der Ötztal-Decke Deformationen und Metamorphosen von zumindest drei unterschiedlichen Orogenesen: die kaledonische, die variszische und die alpidische. Die mehrphasige Geschichte des Grundgebirges ist sowohl im Aufschluss (Abb. 157 und 159), als auch auf mikrostruktureller Ebene zu erkennen. Elementverteilungsbilder mittels Röntgenanalyse an Granat-Porphyroblasten aus verschiedenen Gesteinstypen (Abb. 165) zeigen, dass diese Porphyroblasten einen mehrphasigen Wuchs aufweisen. Fast alle Granate besitzen einen Fe-reichen und Ca-armen Kern (Abb. 165) und einen Rand, der dem klaren Anteil der Granate in den gebänderten heterogenen Gneisen (OZE) entspricht und mit Ca angereichert ist (Abb. 165c). Der Kontakt zwischen Kern und Rand ist meist scharf, wobei der Kern Korrosionsbuchten zeigt und keinen idiomorphen Habitus aufweist (z. B. Abb. 165d). Der anschließend angewachsene Granat versiegelt die Risse in den korrodierten Porphyroblasten (Abb. 165a), wodurch die unterschiedlichen Wachstumsphasen gut hervortreten. Punktuelle mineralchemische Untersuchungen bestätigen diese charakteristische Zonierung (Abb. 166), wobei die Ränder der Granat-Porphyroblasten Ca-Gehalte bis zu 1,0 a.p.f.u. (*Atoms Per Formula Unit*) aufweisen mit Maximalgehalten in den Porphyroblasten der gebänderten heterogenen Gneise (OZE). Die Granat-Porphyroblasten in den Amphiboliten mit magmatischen Relikten (OZJ) unterscheiden sich durch eine entgegengesetzte Zonierung, wobei der Kern Ca-reicher als der Rand ist.

Der Kontakt zwischen dem Grundgebirge der Ötztal-Decke und der Schneeberger Einheit wird durch eine duktile Scherzone gebildet (Abb. 176), die im Gebiet von Maiern/*Masseria* im Ridnauntal und entlang der Timmelsjochstraße/*S.S. del Passo del Rombo* aufgeschlossen ist. Entlang der Timmelsjochstraße betreffen die Mylonite hauptsächlich die Gesteine der Schneeberger Einheit. Granat-führende Glimmerschiefer (OSF) sind zu Phylloniten mit reichlich Quarzlagen und Quarzknauern umgewandelt. Die mylonitische Schieferung ist durch Muskovit und Chlorit unterstrichen. Der Biotit scheint während der Entwicklung der Mylonite instabil zu sein; im Dünnschliff kann man Relikte von Porphyroklasten erkennen, die größtenteils retrograd überprägt oder mechanisch parallel zur neuen Schieferung verdreht wurden. Im östlichen Blattbereich (Maiern, Ridnauntal) wird der tektonische Kontakt zwischen den beiden Einheiten durch eine bis zu 30-40 m mächtige Scherzone unterstrichen. In der Scherzone kommen Muskovit-führende leukokrate Orthogneise (OZB) und Granat-führende Quarzite (OSQ) der Schneeberger Einheit (Abb. 167) vor, lokal mit reichlich Granat-Porphyroblasten.

Bewegungsindikatoren zeigen einen vorherrschenden Transport in Richtung WNW. Die Scherzone ist prä-kinematisch zur Phase D_3 in der Schneeberger Einheit.

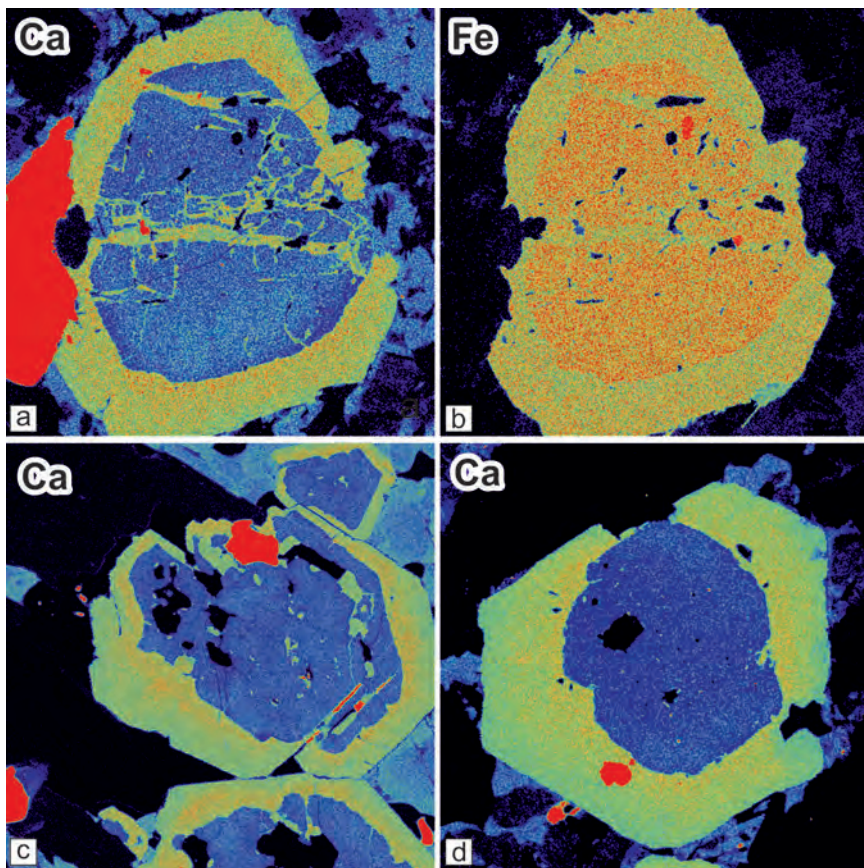


Abb. 165 - Elementverteilungsbilder mittels Röntgenanalyse von Granat-Porphyroblasten aus der Ötztal-Decke. a-b) Feldspat-führende Paragneise (OZF), Timmelsalm. c) Gebänderte heterogene Gneise (OZE), Hangender Ferner, Ridnauntal. d) Gebänderte Paragneise (OZP), Pflerschtal.

3.1.2 - Permo-mesozoische Sedimentabfolge mit alpidischer Metamorphose

Die Metasedimentabfolge tritt in zwei Bereichen innerhalb des Kartenblattes auf, im Gebiet unmittelbar nördlich der Senke von St. Martin am Schneeberg sowie in der nordöstlichen Blattecke am westlichen Ausläufer des Tribulauns. Die Dolomitmarmore (OZD) und Kalk- und Dolomitmarmore (OZW) im Bereich der Schneeberger Weißen/Rocce Bianche di Montenevoso (2961 m), der Moarer Weißen/Rocce Bianche del Massaro (2867 m) und der Schwarzseespitze/Cima del Lago Nero (2988 m) stellen die südwestlichen Ausläufer der ausgedehnten Sedimentauflagen des sogenannten „Brennermesozoikums“ (KÜBLER & MÜLLER,

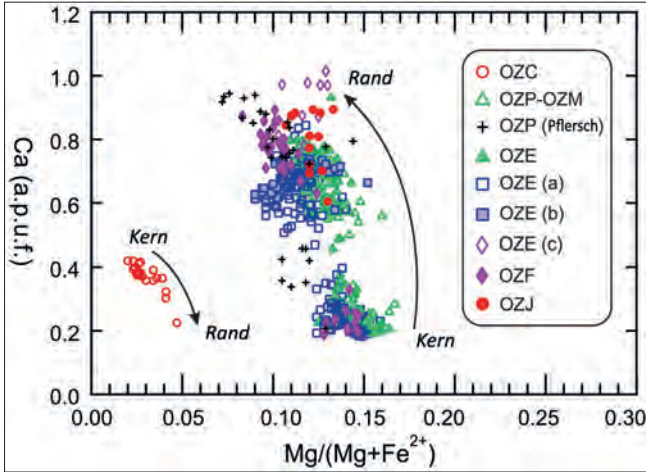


Abb. 166 - Darstellung der Granat-Zusammensetzung in den verschiedenen Gesteinen der Ötztal-Decke. OZC: Granat-führende Paragneise und Quarzite (Basalkonglomerat Auct.); OZP: Gebänderte Paragneise; OZM: Granatglimmerschiefer; OZE: Gebänderte heterogene Gneise; OZE(a): Biotitreiche Lagen; OZE(b): Amphibol- und Granatadern diskordant zum Lagenbau; OZE(c): Boudin mit Karbonaten; OZF: Feldspat-führende Paragneise; OZJ: Amphibolite mit magmatischen Relikten.

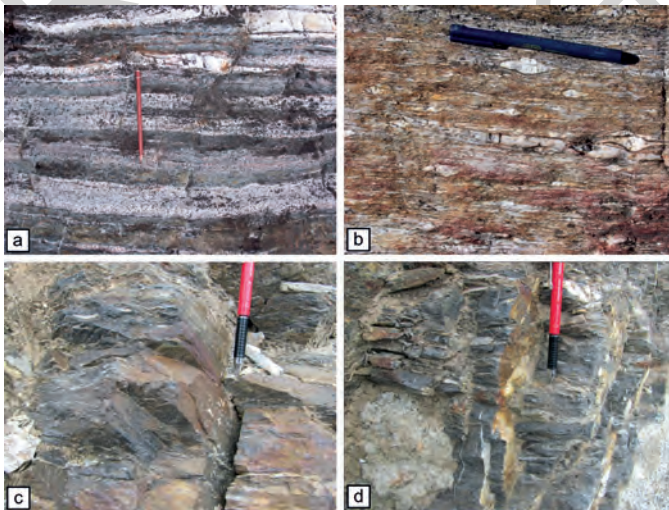


Abb. 167 - a) Mylonitische Quarzite und Gneise am Kontakt zwischen Ötztal-Decke und Schneeberger Einheit im Lazzacher Tal beim Poschhaus; b) Mylonitische leukokrate Orthogneise der Ötztal-Decke (OZB) wenige Meter vom Kontakt zur Schneeberger Einheit entfernt, Ridnauntal; c-d) Dunkelgraue Phyllonite, die aus der Deformation (Mylonite) von Serizitglimmerschiefern (OSR) entlang des Kontaktes Ötztal-Decke mit der Schneeberger Einheit hervorgehen, Timmelsjochstraße auf Höhe 2100 m.

1962) dar. Diese Einheit ist zudem am nordöstlichen Blattrand, auf der linken Seite des mittleren Pflerschals/*Val di Fleres*, und in der Folge kontinuierlich in Richtung Osten und Nordosten aufgeschlossen.

Paläontologische und stratigraphische Analysen erlaubten trotz der metamorphen Überprägung schon früh (KÜBLER & MÜLLER, 1962) einen Zusammenhang mit dem „Brennermesozoikum“ herzustellen, bzw. mit den ostalpinen Abfolgen der Nördlichen Kalkalpen (FLÜGEL & FAUPL, 1987). Im Gebiet des Brennerpasses und auf der Nordseite des Pflerschals können die Beziehungen zwischen den Sedimenten und dem darunter liegenden, polymetamorphen Grundgebirge der Ötztal-Decke schlüssig nachvollzogen werden. Hier liegen die Bedeckungseinheiten strukturell wie topographisch über dem Grundgebirge. Im Gegenteil dazu sind die strukturellen Beziehungen am Schneeberg (Egetjoch/*Passo dell'Erpice*, Schneeberger Weißen und Moarer Weißen) äußerst kompliziert und von Verfaltungen und tektonischen Verdoppelungen betroffen, welche auch die Schneeberger Einheit betreffen (Kap. VI.1.1).

Die ursprüngliche Erosionsfläche des Grundgebirges, auf welcher sich die Metasedimentabfolge abgelagerten (Abb. 168a), wurde von bis zu 10 m mächtigen (Schwarzseespitze, Egetjoch) Scherzonen reaktiviert, die vor allem die Basis der Sedimentabfolge (Granat-führende Paragneise und Quarzite - OZC; Quarzite, Quarzitschiefer und Kalkschiefer - OZV) betreffen. In den Paragneisen und Quarziten (Metakonglomerat) kann die ursprüngliche Schichtung (S_0) in der Regel noch erkannt werden (Abb. 168b). Dass es sich dabei um eine Diskordanzfläche handelt, wird durch die Beziehungen mit der Hauptschieferung im polymetamorphen Grundgebirge am Egetjoch (Abb. 168a) und durch die strukturellen Beziehungen zwischen Bedeckungseinheiten, Grundgebirge und vermutlich permischen Gängen unter der Schwarzseespitze/*Cima del Lago Nero* (Abb. 168c, 169) belegt, was wir in weiterer Folge noch besser ausleuchten werden.

Die metasedimentären Sedimentabfolgen sind von der Deformationsphase D_3 betroffen, die zu engen bis isoklinalen Falten und zur Bildung einer Schieferung S_3 führte, die vor allem in terrigenen Sedimenten gut zu erkennen ist.

Im Gebiet Schwarzseespitze/*Cima di Lago Nero* - Egetjoch/*Passo dell'Erpice* fällt die Schieferung S_3 , die an eine Scherdeformation am Kontakt zum Grundgebirge gebunden ist, mit einer Neigung zwischen 20° und 40° nach NNW ein. Die Schieferung ist fast immer mit einer Lineation L_3 vergesellschaftet, die durch Neubildung und Einregelung von Quarzklasten in den Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (OZC) unterstrichen wird. Die Lineation L_3 fällt im Bereich der Schwarzsee Scharte/*Forcella di Lago Nero* in Richtung WNW ein, während sie im Bereich der Schwarzseespitze leicht gedreht erscheint und nach Westen einfällt. Die Neigungen betragen durchwegs unter 20° . Bewegungsindikatoren (σ -Klasten und *S-C-C'*-Gefüge) deuten auf einen Transport der Sedimentabfolge in Richtung Westen hin. An der Ostflanke der Schwarzseespitze (Abb. 169) schneidet die Diskordanzfläche

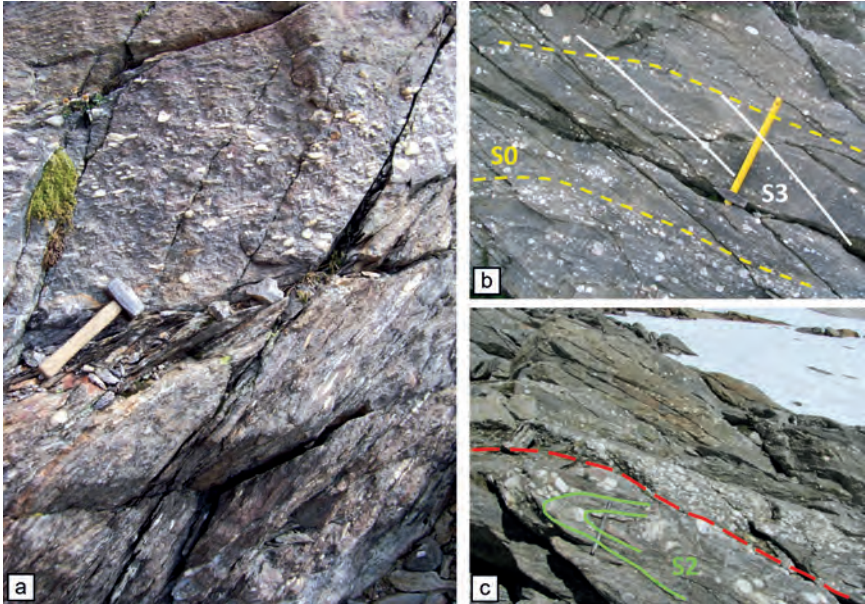


Abb. 168 - a) Gut erhaltene Diskordanzfläche zwischen den Granat-führenden Glimmerschiefern (OZM) des Ötztaler Grundgebirges und den darüber liegenden, Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (Metakonglomerat), Egetjoch; b) Beziehungen zwischen S_0 und S_3 in den Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (OZC), Ostflanke der Schwarzseespitze. c) Diskordanzfläche zwischen den Granat-führenden Glimmerschiefern (OZM) und den „Metakonglomeraten“, Ostflanke der Schwarzseespitze.

einen porphyrischen Gang (f_p) ab, der in das Ötztaler Grundgebirge intrudierte (GREGNANIN & VALLE, 1995).

Der Gang (f_p) markiert einen Zeitpunkt nach der Entstehung der amphibolitfaziellen Hauptschieferung (S_2) in den Granat-führenden Glimmerschiefern (OZM) und den gebänderten heterogenen Paragneisen (OZE). Sowohl der Gang, als auch ein Teil des Grundgebirges sind von der Scherzone entlang der reaktivierten Diskordanzfläche betroffen. Eine detaillierte Strukturanalyse zeigt, dass im Ganggestein und in den Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (OZC) eine Foliation S_3 (Abb. 168b, c) mit einer mineralogischen Lineation (L_3) vorhanden ist. In den letzten 20 m im Liegenden der Diskordanzfläche wurden in den Granat-führenden Glimmerschiefern (OZM) enge bis isoklinale Falten im Dezimeterbereich gebildet. Die Achsen verlaufen parallel zur Lineation L_3 im Gang und in den Metakonglomeraten und sind daher wahrscheinlich ebenfalls an eine Deformation entlang der Scherzone gebunden.

Die mylonitische Foliation S_3 in den Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (OZC) ist durch Bt (II) + Wm (II) + Ilm + Qtz gekennzeichnet.

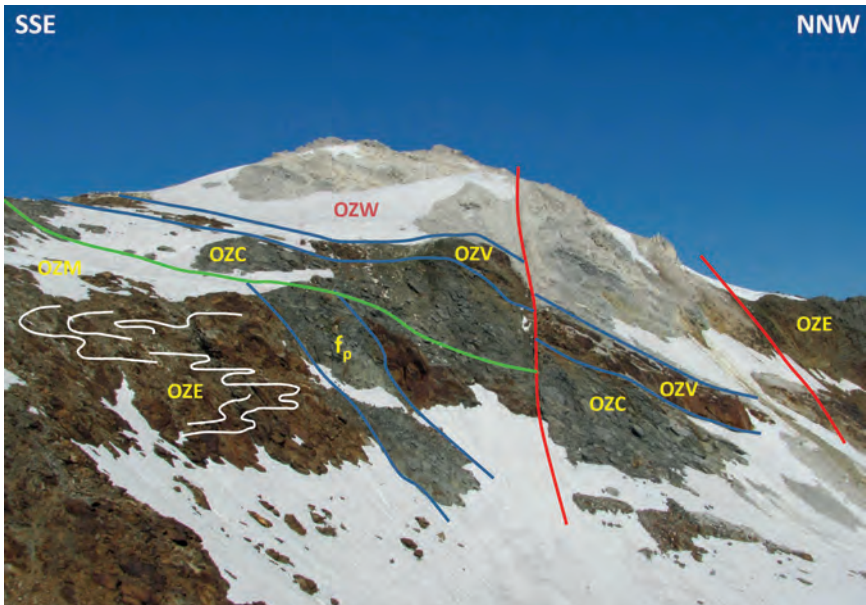


Abb. 169 - Ostflanke der Schwarzseespitze (2988 m). Der andesitische Gang intrudiert diskordant das geschieferte und verfaltete Grundgebirge der Ötztal-Decke aus Granat-führenden Glimmerschiefern (OZM) und gebänderten heterogenen Gneisen (OZE). Alles zusammen wird wiederum von der Diskordanzfläche (grün) abgeschnitten, darüber folgt die permo-triassische Metasedimentabfolge aus Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (OZC), Quarziten, Quarzitschiefern und Kalkschiefern (OZV) sowie Kalk- und Dolomitmarmoren (OZW). Die Diskordanzfläche wird durch eine duktile Scherzone reaktiviert, die hauptsächlich den Gang (porphyrische Gänge, teilweise geschiefert - f_p) und die Granat-führenden Paragneise und Quarzite (OZC) miteinbezieht. Das Ganze ist schließlich noch von kleineren, jüngeren Störungen (rot) betroffen.

In Lagen mit einer vorwiegend glimmerreichen Zusammensetzung treten millimetergroße, meist idiomorphe Granat-Porphyroblasten (Grt I), auf, die synkinematisch mit der Schieferung entstanden. Die Foliation S_3 im Gang ist durch Biotit (Bt II) und seltene Amphibol-Porphyroblasten (Amp II) gekennzeichnet. Auch in diesen Gesteinen sind syn- S_3 angewachsene Ränder auf älteren Granat-Porphyroblasten (Grt II auf Grt I) zu erkennen. Die mineralogischen Lineationen werden durch Bt II und Wm II in den gebänderten Paragneisen (OZP), bzw. durch Bt (II) und gelängte Aggregate von Pl (II) im Gang (f_p) nachgezeichnet.

Schätzungen von Druck und Temperatur in den intermediären-basischen Gängen, der Mineralparagenesen im Gleichgewicht synkinematisch zur Foliation S_3 , zeigen Werte von etwa 500-550°C und 0,8-1,0 GPa (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1982; GREGNANIN & VALLE, 1995). Ähnliche Drücke werden auch durch die Blastese von Phengit (Si-Gehalt bis zu 3,25 a.p.f.u., GREGNANIN & VALLE, 1995) in den Quarziten, Quarzitschiefern und Kalkschiefern (OZV).

Im nordöstlichen Blattbereich, im Pflerschtal, zeigt der Kontakt zwischen der Sedimentbedeckung und dem Grundgebirge der Ötztal-Decke ähnliche Merkmale wie im Gebiet Schwarzseespitz-Egetjoch. Im Pflerschtal weisen die Granat-führenden Paragneise und Quarzite (OZC) eine ursprünglich stärker pelitische Zusammensetzung auf, sodass Metakonglomeratlagen mit Quarzklasten fehlen. Die Mächtigkeit der Scherzone entlang der ursprünglichen Diskordanzfläche ist auf 3-4 m beschränkt. Innerhalb der Scherzone bestehen eine mylonitische Foliation (S_3) und Zungenfalten (*sheath folds*) (Abb. 170). Die Foliation S_3 ist gegenüber dem Bereich Schwarzseespitz-Egetjoch im Uhrzeigersinn gedreht und fällt zwischen 20° und 30° nach N-NNE ein. Die zugehörige mineralogische Lineation ist hier vor allem durch Biotit gekennzeichnet behält hingegen die gleiche Orientierung bei (flach nach W-WNW einfallend).

Die Analyse der Mineralparagenesen unter dem Mikroskop hat das Vorhandensein von Relikten von prä- S_3 metamorphen Mineralien in den

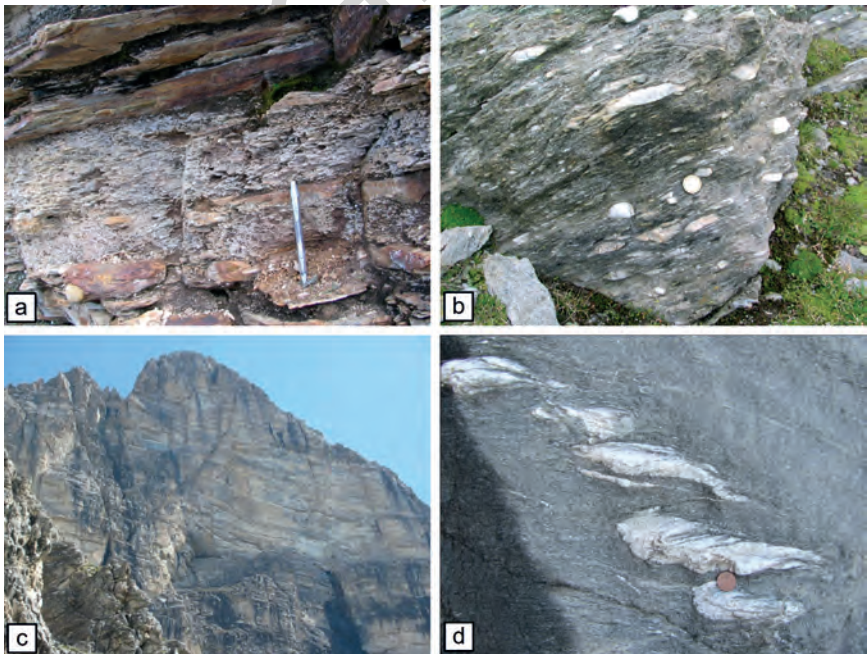


Abb. 170 - a) Quarzite, Quarzitschiefer und Kalkschiefer (OZV) am Kontakt zum prä-alpidischen Grundgebirge. Der Kontakt wurde durch eine kataklastische Scherzone reaktiviert, wodurch die Griffelschieferung (pencil cleavage) in den Quarziten an der Westflanke der Moarer Weißen entstand; b) Schieferung S_3 in den Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (OZC), Kleiner Schwarzsee; c) gut erhaltene Schieferung S_0 in den Kalk- und Dolomitmarmoren (OZW) an der SW-Wand des Pflerscher Tribulaun (3097 m); Zungenfalten (*sheath folds*) in den Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (OZC).

Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (OZC) aufgezeigt. Dabei handelt es sich insbesondere um Porphyroblasten von grünem Biotit, die deformiert und teilweise korrodiert erscheinen.

Derzeit reichen die verfügbaren Daten nicht aus, um den tektonischen Versatz entlang der Scherzone am Übergang zwischen dem polymetamorphen Grundgebirge und den metasedimentären permo-triassischen Bedeckungen mit Sicherheit zu bestimmen. Im Gebiet Schwarzseespitze-Egetjoch enthalten die Metakonglomerate Granatitklasten (Abb. 171c), die nur in diesem Bereich innerhalb der Granat-führenden Glimmerschiefer (OZM), aufgeschlossen sind. Diese Klasten fehlen im Pflerschtal und, soweit aus der Literatur bekannt (KÜBLER & MÜLLER, 1962), auch in den anderen Gebieten östlich und nordöstlich des vorliegenden Kartenblattes. Dies deutet im Grunde auf einen autochthonen Charakter der permo-triassischen Sedimentabfolge hin, mit einem relativen Transport zum unterlagernden Grundgebirge von höchstens einem Kilometer oder wenig mehr. Die Richtung des tektonischen Transports nach Westen deckt sich mit den Annahmen eines Transports gegen W-NW für die ersten Phasen der alpidischen Orogenese in den Ostalpen östlich des Tauernfensters während der Kreidezeit (RATSCHBACHER, 1986), als die Platznahme der Grundgebirgsdecken und auch der Sedimentauflage erfolgte.

Die Erkennung des ursprünglichen stratigraphischen Kontakts zwischen dem Grundgebirge der Ötztal-Decke und seiner Metasedimentauflage, auch wenn dieser lokal überprägt und in eine Scherzone umgewandelt wurde, ermöglicht es, das relative Alter der metamorphen Ereignisse und der damit verbundenen Strukturen in den beiden Einheiten zu bestimmen. Strukturen in den metamorph überprägten Bedeckungseinheiten können einzig auf die alpidische Orogenese zurückgeführt werden. Strukturen, die einzig im polymetamorphen Grundgebirge auftreten, sind wahrscheinlich älteren Orogenesen zuzuschreiben.

Abschätzungen der thermobarometrischen Bedingungen am Höhepunkt der alpidischen Metamorphose zeigen einen Druck von 0,8-1,0 Gpa bei Temperaturen von 500-550°C (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1981; GREGNANIN & VALLE, 1995). Das Alter dieser Metamorphose wird durch $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen, die von uns im Rahmen des Kartierungsprojekts an Biotit und Hellglimmer aus verschiedenen Gesteinsarten der metamorphosierten Metasedimentbedeckung der Ötztal-Decke durchgeführt wurden, auf einen Abschnitt von 84 bis 90 Ma eingegrenzt. Dies deckt sich mit dem Alter der Eklogite in der Texel-Einheit (86-89 Ma; HÄBLER *et alii*, 2006; BARGOSI *et alii*, 2010; POLI, 1991; ZANCHETTA *et alii*, 2013) bzw. der Hochdruck-Amphibolite der Schneeberger Einheit (ca. 86 Ma; KONZETT *et alii*, 1996).

Diese Daten zeigen, dass die drei tektono-metamorphen Einheiten den Höhepunkt der Metamorphose mehr oder weniger gleichzeitig, jedoch unter deutlich unterschiedlichen Druck- und Temperaturbedingungen (bzw. Tiefe) erreichten (Abb. 172). Im Verlauf der späteren Exhumierung, während oder unmittelbar nach der Deformationsphase D_2 der Texel-Einheit und der Schneeberger Einheit, wurden die Einheiten schließlich tektonisch nebeneinandergestellt.



Abb. 171 - a-b) Granat-führende Paragneisse und Quarzite (OZC), deren Herkunft auf die Metamorphose des „Basalkonglomerats“ Auct., zurückzuführen ist, mit Granatitklasten (rote Klasten), am Kontakt zum Ötztaler Grundgebirge; c) Granatitlage innerhalb der Granat-führenden Glimmerschiefer (OZM). Alle Bilder stammen aus Gesteinen an der SE-Flanke der Schwarzseespitze.

3.2. - DIE TEKTONO-METAMORPHE ST. LEONHARD-EINHEIT

Die St. Leonhard-Einheit ist die nördlichste der tektono-metamorphen Einheiten im E bzw. SE der Scherzonen des Passeiertal-Jaufen-Störungssystems, welches die südliche Grenze der von alpidischer Metamorphose betroffenen Einheiten darstellt (HOINKES *et alii*, 1999). Verfügbare radiometrische Datierungen im Grundgebirge dieser Einheiten zeigen ausnahmslos ein prä-alpidisches Alter (BORSI *et alii*, 1980; SPIESS, 1995). Diese Grundgebirgseinheiten sind durch wichtige, spät-alpidische Scherzonen voneinander getrennt (BARGOSSI *et alii*, 2010). Innerhalb dieser Scherzonen, wie im Fall der Penser Linie, welche die St. Leonhard-Einheit im Süden begrenzt, sind manchmal Abschnitte der permo-triassischen ostalpinen Metasedimentauflage erhalten.

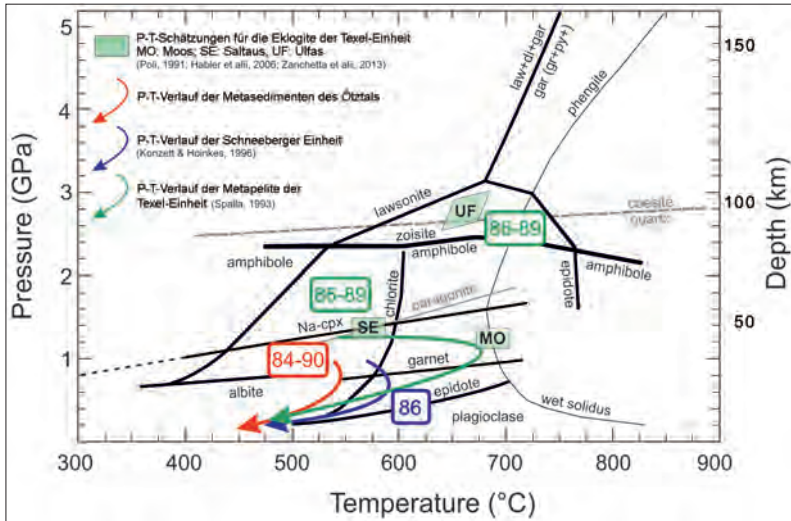


Abb. 172 - Rekonstruktion der P-T-Pfade in der Texel-Einheit, der Ötztal-Decke und der Schneeberger Einheit während der alpidischen Orogenese. Die drei Einheiten wurden erst nach dem metamorphen Höhepunkt tektonisch nebeneinandergestellt. Die hellgrünen Felder bezeichnen die Bedingungen am Höhepunkt der Metamorphose in den Eklogiten der Texel-Einheit. MO: Moos in Passeier; SE: Saltaus; UF: Ultras.

Auf Basis der strukturellen Analysen im Zuge der Kartierung der St. Leonhard-Einheit lassen sich mindestens vier duktile Deformationsphasen unterscheiden. Die regionale Hauptschieferung entspricht chronologisch der zweiten Deformationsphase (D_2). Strukturelle Relikte einer vorherigen Phase (D_1) wurden nur lokal erkannt, in Form von abgescherten Faltscharnieren innerhalb der gebänderten Paragneise (OJP), als Lagenbau in Amphibolit-Boudins (OJA, im angrenzenden Blatt 013 „Meran“ aufgeschlossen), welche die regionale Schieferung S_2 mit steilem Winkel durchschlagen, sowie als relikte Biotit-Schieferung in den Orthogneisen mit Feldspat-Porphyrklasten (OJF).

Die zweite Deformationsphase D_2 bewirkte die Entwicklung von isoklinalen Falten im kleinen wie im großen Maßstab, deren Scharniere in den kompakteren Gesteinstypen wie Quarziten (OJQ) oft noch sichtbar sind. Die Falten sind mit einer Achsenebenen-Schieferung S_2 verbunden, welche die Hauptschieferung darstellt. Die Phase D_2 geht mit einer amphibolitfaziellen Metamorphose einher, die in den gebänderten Paragneisen (OJP) und Glimmerschiefern (OJM) durch eine Mineralparagenese aus Hellglimmer + Biotit + Granat + Kyanit + Staurolith gekennzeichnet ist. In den Gesteinsproben aus gebänderten Paragneisen (OJP) am Verstadl Spitz/Monte della Pozza (2467 m), in der SE-Ecke des Kartenblattes, kann oftmals ein Wuchs von Staurolith- und Granat-Porphyrblasten prä-kinematisch zu S_2 festgestellt werden.

Die Hauptschieferung S_2 fällt mittelsteil bis steil nach NW oder SE ein. Die spätere Phase D_3 bewirkte meist asymmetrische, offene bis isoklinale, S- bis SE-vergente Falten mit subhorizontalen Faltenachsen.

Diese Deformationsphase geht mit einer verbreiteten, retrograden Überprägung in Grünschiefer-Fazies der amphibolitfaziellen prä- und syn- S_2 Paragenese einher. Staurolith- und Granat-Porphyroblasten werden durch Serizit- bzw. Chloritaggregate ersetzt. In der Nähe der Jaufen-Linie ersetzt Chlorit weitestgehend den Biotit in den gebänderten Paragneisen (OJP) und den Glimmerschiefern (OJM).

Die Deformationsphase D_4 ist durch offene und schwach ausgeprägte Faltenysteme gekennzeichnet; die Achsenebenen fallen vorwiegend nach SSW ein, die Achsen sind ungefähr WSW-ENE orientiert.

4. - TEKTONISCHE LINIEN UND STÖRUNGEN

4.1. - JAUFEN-LINIE

Die Jaufen-Linie ist ein komplexes strukturelles Lineament von primärer Bedeutung, das NNE-SSW verläuft und mittelsteil nach NW einfällt. Die Linie erstreckt sich über etwa 20 Kilometer von St. Leonhard in Passeier bis südlich von Sterzing (SPIESS, 1995; MÜLLER *et alii*, 2001; VIOLA *et alii*, 2001), zwischen der Brenner-Linie im Norden und der Passeiertal-Linie im Süden. Dieses strukturelle Lineament umfasst ein Band aus mehrphasig in Grünschieferfazies beanspruchten Myloniten, die von Kataklastiten abgeschnitten werden. Die Jaufen-Linie stellt die Grenze zwischen der St. Leonhard-Einheit im Liegenden und der Texel-Einheit im Hangenden dar. Verschiedene Autoren (SELVERSTONE, 1988; FÜGENSCHUH, *et alii*, 1998; VIOLA *et alii*, 2001) vermuteten, dass die Jaufen-Linie zumindest zum Teil die südliche Fortsetzung der Brenner-Linie darstellt, nachdem zahlreiche strukturelle und kinematische Ähnlichkeiten bestehen.

Entlang der Jaufen-Linie wurden im Rahmen des Kartierungsprojekts detaillierte strukturelle Untersuchungen durchgeführt, die es ermöglichten, ihre komplexe Entwicklung zu analysieren und drei unterschiedliche Phasen in der Geschichte dieser wichtigen Scherzone zu erkennen, was im Wesentlichen mit den Beschreibungen in LUTH *et alii*, (2013) übereinstimmt. Da die Deformationsphasen entlang der Linie unregelmäßig auftreten, ist es vielfach nicht möglich, eine relative Chronologie der verschiedenen Phasen zu erörtern.

Lithologisch gesehen besteht die Jaufen-Linie aus einem durchgehenden, bis zu 100 m mächtigen Band aus mylonitischen Paragneisen und Glimmerschiefern (OJJ) innerhalb der gebänderten Paragneise bzw. der Glimmerschiefer, die vorwiegend der St. Leonhard-Einheit zugehören. Innerhalb der Scherzone gibt es auch Lagen von Quarziten und Marmoren, die hauptsächlich im Norden des Jaufenpasses, am Übergang zum angrenzenden Blatt 007 Sterzing im hinteren Jaufental/*Valle del Giovo* vorkommen (Abb. 173 und 174).



Abb. 173 - Die Jaufen-Linie im hinteren Jaufental auf der Südseite des Jaufenhauses, direkt unterhalb des Jaufenpasses. Die Störungszone fällt nach NW ein.

Im Hangabschnitt zwischen dem Jaufenpass und Walten/*Valtina* treten häufig Linsen und kontinuierliche Lagen von Pegmatiten und Meta-Pegmatiten mit Quarz, Kalifeldspat, Turmalin und Hellglimmer auf. Turmalin und Muskovit bilden oft mineralogische Lineationen konkordant zu jenen in den Myloniten. Sie sind vor allem bei Walten und unterhalb der Passhöhe (km 29 und 38 der S.S. 44) vorhanden. Die Mylonite zeigen eine stark ausgeprägte Foliation und Bänderung, mit nicht immer eindeutigen Lineationen aus Quarzaggregaten und - sofern erhalten - Biotit. An mehreren Stellen finden sich Porphyroklasten von Kalifeldspat, Hellglimmer, intrafoliale Zungenfalten (*sheath folds*) oder schräg zur Foliation verlaufende Falten sowie *Boudins*. Postkinematischer Muskovit in Kristallen von bis zu 5 mm Größe ist entlang der gesamten Struktur zu erkennen. Die Mylonite zeigen an mehreren Stellen einen kataklastische Überprägung. Eine vermutlich ältere duktile Phase lässt sich gut entlang des Bergrückens östlich der Passhöhe, in etwa hundert Meter Entfernung von der Edelweißhütte beobachten. In diesem Bereich treten quarzitreiche mylonitische Paragneise auf, deren Foliation mittelsteil bis flach geneigt nach W-SW einfällt. Es sind ausgeprägte mineralogische Lineationen durch Quarz- und Biotitaggregate vorhanden. Es wurden auch schräg verlaufende Falten beobachtet, deren Achsen

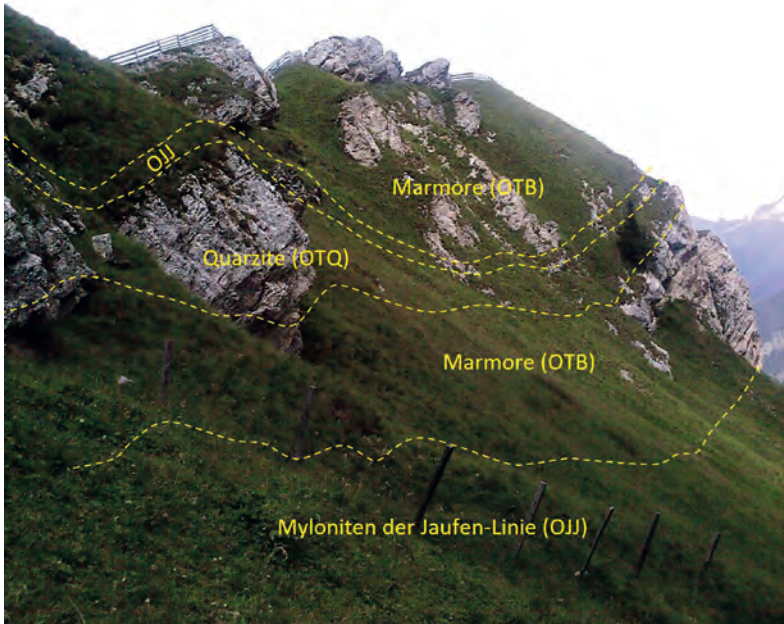


Abb. 174 - Ausbildung der Jaufen-Linie am Südhang, einige Zehnermeter östlich des Jaufenhauses (die Felsrücken entsprechen jenen in Abb. 173). Die Silikatmarmorschuppen (OTB) gehören zur Texel-Einheit. Die Jaufen-Linie weist eine große strukturelle Komplexität auf, sodass im Kartenmaßstab keine getreue Darstellung möglich ist und der gesamte Aufschluss als Mylonite der Jaufen-Linie (OJJ) dargestellt wird.

parallel zur mineralogischen Lineation der Quarzite ausgerichtet sind. Ähnliche Streckungslineare sind auch in den Metapegmatitlagen knapp unterhalb der Passhöhe auf Passeirer Seite, im Bereich der Hochspannungsmasten vorhanden, wobei die Lineation meist durch Turmalin gebildet wird. Bewegungsindikatoren aus schwach ausgeprägtem S-C-C'-Gefüge (Abb. 175a, b) und asymmetrischen Porphyroklasten deuten auf eine Abschiebung mit sinistraler Komponente hin. Ähnliche Überlegungen gelten für die Aufschlüsse bei km 35 der S.S. 44, wo Glimmerfischstrukturen (*mica-fish*) und Sigma-Porphyroklasten eine ähnliche Kinematik aufzeigen. Auf mikrostruktureller Ebene zeigt der Quarz eine Rekristallisation mit suturierten Korngrenzen (*bulging*) und Subkornrotation (*subgrain rotation*), was auf Temperaturen unter ca 350°C bzw. unter ca. 500°C hindeutet. Biotit ist oft teilweise durch Chlorit ersetzt.

In den Kalksilikatmarmoren (OTB) unmittelbar nördlich der Passhöhe beim Jaufenhaus wurden Kalzit-Porphyroklasten mit Typ II-Zwillingslamellen beobachtet (BURKHARD, 1993), die auf niedrige Temperaturen (ca. 300°C) wahrscheinlich während der letzten duktilen Phasen der Scherzone hindeuten.

Eine zweite Deformationsphase ist deutlich erkennbar, vor allem im mittleren Abschnitt der Scherzone. Sie kommt vor allem in den Myloniten der Jaufen-Linie bei Walten/*Valtina* zur Geltung. Hier kann man mehrere Zehnermeter mächtige, steil nach W-NW einfallende Mylonitbänder mit subhorizontalen Lineationen beobachten. Der Schersinn ist dextral mit deutlichen S-C'-C'-Gefügen und asymmetrischen Porphyroklasten, wie etwa bei der Feuerwehrrhalle von Walten. Im Dünnschliff wird dies durch entsprechende Mikrostrukturen wie Deltaklasten von Granat oder Glimmerfische bestätigt. Schräg verlaufende Falten, Zungenfalten und foliierte Metapegmatitgänge sind in die Hauptmylonitbänder eingeschaltet. Die mylonitischen Gefüge werden durch ein sprödes Ereignis ausgelöscht, mit S-C'-Gefügen und Harnischflächen mit Strömungen sowie Faserharnischen mit ähnlicher Kinematik. Die Verformungen deuten auf eine NW-SE-Kompression hin, die wahrscheinlich mit der erwähnten transpressiven Entwicklung der Periadriatischen Linie zusammenhängt (AGLIARDI *et alii*, 2009; BARGOSI *et alii*, 2010). Die Störungsflächen stechen besonders deutlich in den metapegmatitischen Gängen hervor, die entlang der Staatsstraße im Bereich von Walten aufgeschlossen sind.

Auf die dextrale Transpression folgt eine Reaktivierung als sinistrale Abschiebung der Strukturen, entlang von gleich orientierten Bewegungsflächen. Die Reaktivierung kann im gesamten Gebiet beobachtet werden und ist vor allem im Bereich von Walten gut zu erkennen, wo mächtige kataklastische Bänder mit häufigen Adern aus Pseudotachyliten auftreten. S-C'-Gefüge dominieren im Kern der Scherzone und entlang der Auflockerungszone. Die Kinematik entspricht einer Abschiebung mit sinistraler Komponente bis hin zu einer sinistralen Seitenverschiebung. Spröde Scherzonen sind auch oberhalb von St. Leonhard, unterhalb der Jaufenburg deutlich zu erkennen. Das diffuse Vorkommen von Chlorit deutet auf eine ausgeprägte, niedriggradig retrograde Überprägung während dieser letzten Phase hin. Sehr feinkörnige, schwarze Ultrakataklasite (Abb. 175d) sind in Walten bei km 28 der S.S. 44, am Jaufenpass bei der Edelweißhütte, bei km 35 und an vielen weiteren Stellen aufgeschlossen. Pseudotachylite in Form von Linsen und Adern kennzeichnen oftmals diesen Gesteinstyp im Bereich von Walten sowie knapp unterhalb des Jaufenpasses auf der Sterzinger Seite.

Die Jaufen-Linie bildet zusammen mit der Passeiertal-Linie die Grenze zwischen alpidischer und variszischer Metamorphose im Ostalpin in den Ostalpen und gilt daher als eine Struktur erster Ordnung (HOINKES *et alii*, 1999; VIOLA *et alii*, 2011; ZANCHETTA *et alii*, 2012, 2013). Bereits frühere Rb-Sr und ⁴⁰Ar-³⁹Ar Datierungen an Glimmer und Gesamtgestein (DEL MORO, 1982; SPIESS, 1995) stellten fest, dass die Gesteine im Hangenden (*Texel-Einheit*) eine bedeutende alpidische Überprägung in der Oberkreide erfuhren, während die ermittelten Alter der Gesteine im Liegenden der Scherzone (*St. Leonhard* und angrenzende Einheiten) den variszischen Deformationsphasen zuzuordnen sind. Auf Grundlage dieser Daten schreibt SPIESS (1985) der Jaufen-Linie einen vorwiegend aufschiebenden Charakter mit der Exhumierung des Hangendblocks

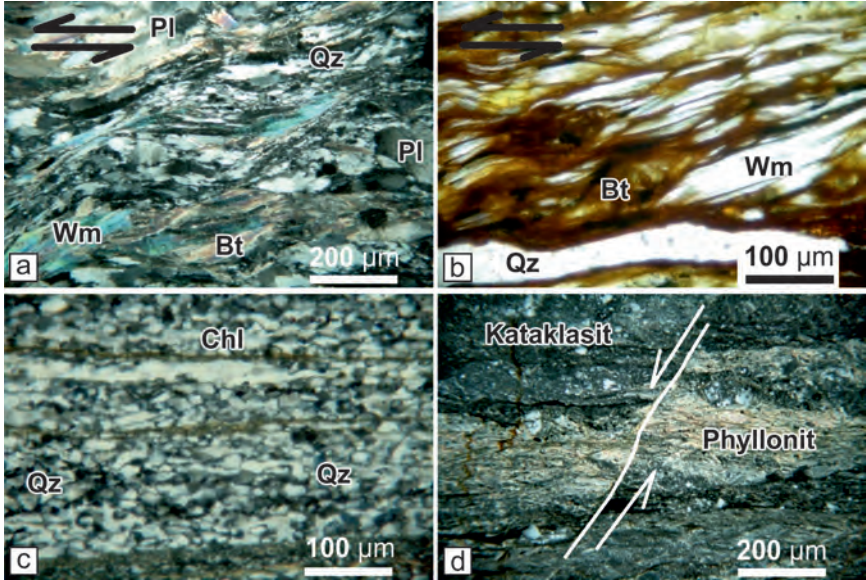


Abb. 175 - a) S-C'-Gefüge in den Myloniten, die mylonitische Foliation wird hauptsächlich von Quarz nachgezeichnet, entlang der C'-Ebenen rekristallisiert auch Muskovit; b) S-C'-Gefüge mit mylonitischer Foliation durch die Einregelung von Biotit, daneben sind Muskovit-Porphyrklasten zu erkennen; c) Rekristallisation von Quarz entlang der mylonitischen Foliation mit vorwiegend suturierten Korngrenzen (bulging); d) letzte Deformationsphase an der Jaufen-Linie mit Phylloniten und Kataklasiten, die wiederum von spröden Abschiebungsstrukturen abgeschnitten werden. Alle Fotos stammen aus den Myloniten der Jaufen-Linie (OJJ).

zu. Diese Interpretation steht in Gegensatz zu VIOLA *et alii* (2001), die den hohen Quarzgehalt und nach W-WSW einfallende Streckungslineare in den Myloniten hervorheben und eine Hebung des Liegendblocks entlang der Scherzone durch eine sinistrale Abschiebung favorisieren. Spätere, steil stehende sinistrale Störungen mit horizontalen Linearen und reichlich Pseudotachyliten überlagern in der Folge diese Strukturen. VIOLA *et alii* (2001) betrachten die Jaufen-Linie daher als eine alte Abschiebung, die anschließend verfaltet wurde. Die alpidisch geprägten Einheiten des Ostalpins bilden den Liegendblock, variszisch dominierte Einheiten das Hangende. POMELLA *et alii* (2016) betrachten die Jaufen-Linie ebenfalls als eine in der Oberkreide aktive, nach SE einfallende Abschiebung, die den Kontakt der Texel-Einheit mit der alpidischen Hochdruckmetamorphose darstellte. Eine weitere Komplikation ergibt sich durch Überschiebungen und Seitenverschiebungen einer NW-SE-Kompression (VIOLA *et alii*, 2001; AGLIARDI *et alii*, 2009), die wahrscheinlich mit dem dextral transpressiven Regime zwischen dem Oligozän und dem Miozän entlang des Periadriatischen Störungssystems zusammenhängt.

Ebenfalls von großem Interesse sind die Spaltspuranalysen an Zirkon und Apatit (VIOLA *et alii*, 2001). Die an Apatit ermittelten Alter stimmen im Hangenden und im Liegenden der Linie recht gut überein und liegen zwischen 6 und 15 Ma bei einem Maximum zwischen 10 und 12 Ma. Im Gegensatz liefern die Zirkone deutlich ältere Werte im Hangenden (55 Ma) als im Liegenden (14-18 Ma), was auf eine schnelle Hebung des Liegendblocks in relativ junger Zeit hindeutet. VIOLA *et alii* (2001) erklären diese komplexe Situation durch eine erste spät-kretazische Extensionsphase mit Exhumierung des Liegendblocks (von den Autoren als südliches Ötztaler Grundgebirge bezeichnet) aus Einheiten mit kretazischer metamorpher Überprägung gegenüber dem Hangendblock (die heutige St.-Leonhard-Einheit) mit variszischem Alter. Auf dieses Ereignis folgt eine Verfaltung mit einem Umkippen der geometrischen Verhältnisse zwischen den beiden Einheiten, die schließlich noch von einer zweiten, jüngeren Abschiebung abgeschnitten werden und dadurch den heutigen Aufbau erlangten. MANCKTELOW *et alii* (2001) fanden Hinweise einer solchen Faltungsphase südlich des Tauernfensters, am westlichen Ende der DAV (Defereggan-Antholz-Vals-Linie), auf der linken Seite des Eisacktales, wo der Kontakt zwischen Penninikum und Ostalpin im Vergleich zu den ursprünglichen Strukturverhältnissen komplett umgekippt vorliegt. SÖLVA *et alii* (2005) schlagen hingegen eine spät-känozoische Exhumierung der oberostalpinen Einheiten in einem Kompressionsregime entlang einer Süd-vergenten Überschiebung vor, die mit der heutigen Jaufen-Linie übereinstimmen könnte. Eine ähnliche Interpretation wird in ZANCHETTA *et alii* (2012, 2013) aufgegriffen, wo die Jaufen-Linie als eine mögliche eoalpine Rücküberschiebung, oder als eine Verfaltung einer früheren Überschiebungsbahn dargestellt wird. Diese entstand im Bereich des Retrokeils hinter dem Nordrand der Ostalpenkette und nimmt dieselbe Stellung ein wie das Periadriatische Störungssystem im späten Känozoikum. Die ausgeprägte Deformation dieses Krusten-Störungssystems löschte hierbei sämtliche ältere Strukturelemente vollständig aus.

Wichtige Hinweise für die zeitliche Einordnung der Deformation entlang der Jaufen-Linie ergeben sich durch das Auftreten innerhalb der Scherzone von sauren Linsen und Gängen, die ebenfalls mylonitisiert sind und von MÜLLER *et alii* (2001) auf $31,7 \pm 3,4$ Ma (U-Pb an Zirkon) datiert wurden, sowie von Pseudotachyliten, welche die duktilen Gefüge durchschneiden und von denselben Autoren auf 20 bis 17 Ma datiert wurden. Im Gegensatz dazu wurden von den Schreibenden jüngst an ähnlichen Gängen triassische Alter (U-Pb an Zirkon) ermittelt, die mit dem Alter von Pegmatiten im Liegenden sowie innerhalb der Mylonite der Thurnstein-Linie bei Meran übereinstimmen (VIOLA *et alii*, 2001; BARGOSI *et alii*, 2010).

4.2. - PASSEIERTAL-LINIE

In der Nähe von St. Leonhard in P. ist das nördliche Ende der Passeiertal-Linie erkennbar (VIOLA *et alii*, 2001). Sie stellt ein NNE-SSW ausgerichtetes

Störungssystem dar, das dem Abschnitt der Nördlichen Judikarien-Linie nördlich von Meran entspricht. Die Scherzone zeigt einen ausgeprägt spröden Charakter und ist seit rund 17 Ma aktiv, wie ^{40}Ar - ^{39}Ar Altersbestimmungen an Pseudotachyliten aus dem unteren Passeiertal zeigen (MÜLLER *et alii*, 2001). Im vorliegenden Kartenblatt liegt die Linie großteils unter den quartären Ablagerungen im Talboden des Passeiertals verborgen. Das nördliche Ende kann im Bereich der Ortschaft Glaiten/*Le Coste* ausgemacht werden. Hier sind im Aufschlussmaßstab Seitenverschiebungen und Abschiebungen in den Bacheinschnitten unmittelbar westlich der Straße zum Jaufenpass zu erkennen. Der Versatz an diesen Strukturen nimmt in der Folge fortlaufend ab und klingt an der Wasserscheide zum Einzugsgebiet des Eisacks schließlich aus. Es ist davon auszugehen, dass ein Großteil der sinistralen Bewegung von der Jaufen-Linie aufgenommen wird, zumal an mehreren Stellen spröde sinistrale Scherzonen Regime auftreten, die jünger als die Mylonite der Jaufen-Linie sind.

4.3. - UNTERGEORDNETE STÖRUNGEN

Neben der Jaufen-Linie, der Passeiertal-Linie und den Kontakten zwischen den tektonischen Haupteinheiten, gibt es noch kleinere Störungen im Zusammenhang mit der jüngeren Entwicklung im Blattgebiet. Die vorherrschenden Systeme verlaufen N-S bis NNE-SSW und zeigen eine abschiebende bis sinistrale Kinematik. Diese Störungen durchschneiden die tektonischen Kontakte zwischen den beschriebenen Einheiten mit einem Versatz von höchstens einigen Zehnermetern. Zu den wichtigsten Strukturen zählen die beiden Störungen, die den Kontakt zwischen der Schneeberger Einheit und der Ötztal-Decke mit sinistraler Abschiebungskomponente durchschneiden. Sie queren die Gürtelscharte/*Forcella della Cintola* und verlaufen einige Kilometer weiter Richtung Süden. Die Bewegungsindikatoren sind gut sichtbar, wenn man vom Sattel aus nach Norden zur Timmelsalm absteigt. Ebenso gut zu erkennen und mit ähnlicher Kinematik sind die etwa N-S-gerichteten Störungen, welche den Bergkamm westlich der Schwarzseespitze/*Cima del Lago Nero* oberhalb der Senke von St. Martin am Schneeberg betreffen. Die Versätze können gut in den Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (OZC) an der Basis der metasedimentären Abfolge ausgemacht werden.

Die Grenze zwischen der Schneeberger Einheit und der Ötztal-Decke wird im hinteren Passeiertal kurz vor Schönau/*Belprato* durch eine N-S-gerichtete Störung entlang des unteren Abschnitts der Timmelsalm sowie durch eine Reihe von NNE-SSW-gerichteten sinistralen Abschiebungen deutlich versetzt. Letztere äußern sich außerdem in deutlichen Verschiebungen im Hundertermeterbereich einer Amphibolitlage der Ötztal-Decke unmittelbar oberhalb des Kontaktes zur Schneeberger Einheit. Im nordöstlichen Blattbereich gibt es NNW-SSE-streichende Störungen, von denen die wichtigste die Pflerscher Scharte/*Forcella di Flères* quert. Weitere Systeme mit gleicher Ausrichtung wurden hauptsächlich über Fernerkundung ermittelt.

Ein weiteres, recht bedeutendes Störungssystem verläuft ESE-WNW und zeigt geringe Versätze von maximal einigen Zehnermetern mit überwiegend abschiebender bis manchmal dextraler Bewegungen, wie etwa im Gebiet des Timmelsjochs/*Passo del Rombo*. Die Versätze sind durchwegs geringer als bei den vorherigen Störungssystemen. Diese Strukturen sind auch im Ratschingstal westlich von Fladings/*Valletina* vorhanden und betreffen den Kontakt zwischen der Schneeberger Einheit und der Texel-Einheit im Bereich des Zermaidjochs/*Forcella Zermedo*.

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

VII - TECHNISCHE UND ANGEWANDTE GEOLOGIE

(M. Cucato mit Beiträgen von V. Mair, A. Viganò, U. Obojes, M. Stefani, S. Zanchetta, A. Zanchi)

1. - ANMERKUNGEN ZUR REGIONALEN SEISMIZITÄT UND SEISMOTEKTONIK

(A. Viganò)

Die in der Literatur verfügbaren Unterlagen zur historischen Seismizität in den zentralen Ostalpen zeigen eine ungleichmäßige Verteilung mit einer verstärkten Seismizität im Bereich der Voralpen und der Poebene (GUIDOBONI *et alii*, 2018; ROVIDA *et alii*, 2019). Die Erdbeben von Verona (1117 n. Chr.) und im mittleren Etschtal (1046 n. Chr.) stellen die bedeutendsten dokumentierten Ereignisse im gesamten norditalienischen Raum dar (GUIDOBONI *et alii*, 2005; VIGANÒ *et alii*, 2018). In diesem Kontext sei auch der kuriose Fall einer römischen Villa bei Neumarkt/Egna im Etschtal erwähnt, wo bei Ausgrabungen ein Versatz in den Mauern festgestellt wurde, der laut GALADINI & GALLI (1999) auf eine oberflächige, koseismische Verwerfung zurückzuführen ist.

Der innere Alpenraum ist durch eine geringe, messtechnisch erfasste Seismizität gekennzeichnet, die sich auf einige Bereiche in Südtirol (Meran), Österreich (Brenner und Inntal), Lombardei (Bormio) und der Schweiz (Engadin) beschränkt (VIGANÒ *et alii*, 2015; REITER *et alii*, 2019). Im Bereich des Kartenblattes „St. Leonhard in Passeier“ betreffen eine Reihe von Erdbeben mit Lokalmagnitude kleiner 4 und Tiefe des Hypozentrums zwischen ca. 5 und 13 km vor allem den Abschnitt südlich und westlich von Moos in Passeier. Die verfügbaren Herdflächenlösungen zeigen eine variable Kinematik (Abb. 176; Tab. 3). Das bedeutendste seismische Ereignis in der weiteren Umgebung ist jenes von Meran (CAPORALI *et alii*, 2005) in einer Tiefe von 5-7 km. Dieses

Erdbeben liegt in einer generell gering seismischen Zone (unterer Vinschgau) und kann auf das nördliche Judikarien-Störungssystem zurückgeführt werden (VIGANÒ *et alii*, 2015; REITER *et alii*, 2019) (Abb. 176).

Das regionale Bild aus den Messdaten deckt sich im Allgemeinen mit den seismotektonischen Untersuchungen (SLEJKO *et alii*, 1989; VIGANÒ *et alii*, 2008) und den Modellen auf Krusten- und Lithosphären-Ebene (CAPORALI *et alii*, 2013; MAROTTA & SPLENDORE, 2014). So ist die derzeitige Verformung am kompressiven Südrand der Alpen (Trentino und Venetien) auf die Schubwirkung der adriatischen Platte in Richtung Norden zurückzuführen (VIGANÒ *et alii*, 2008).

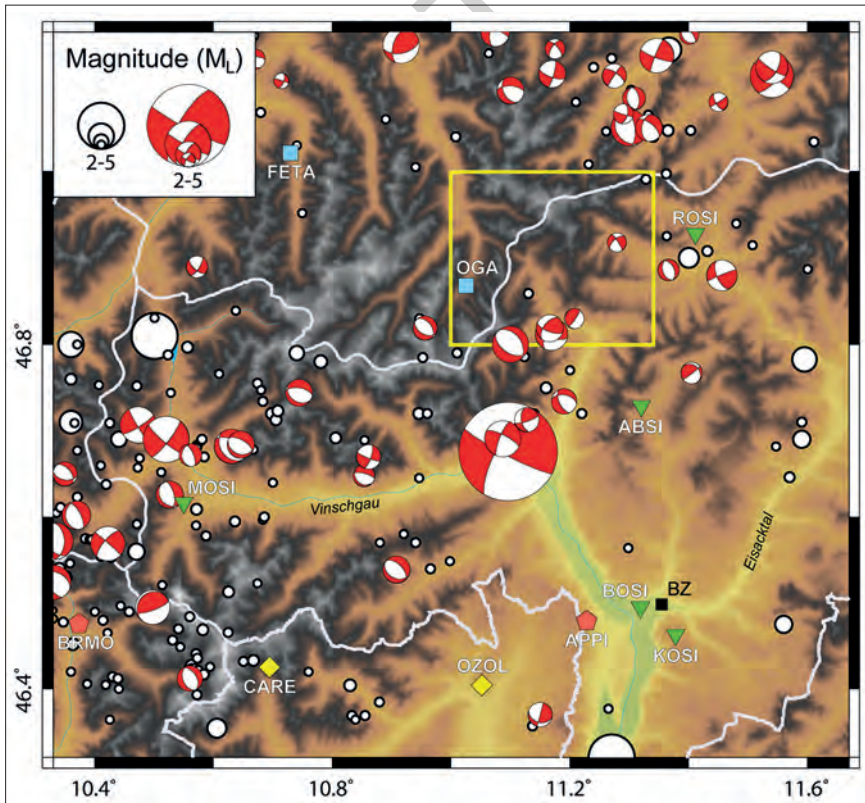


Abb. 176 - Verteilung der historischen Erdbeben und der gemessenen seismischen Bewegungen mit den Herdflächenlösungen der wichtigsten Ereignisse, jeweils auf die Lokalmagnitude (M_L) korrigiert (Daten aus REITER *et alii*, 2019). Der gelbe Rahmen entspricht dem Kartenblatt. Daneben sind die seismischen Messstationen mit entsprechendem Kürzel der Überwachungsnetze von Südtirol (grüne Dreiecke; die seismische Überwachung in Südtirol erfolgt über ein Netz aus 6 Stationen mit dreidimensionalen Breitbandsensoren), Trentino (gelbe Rauten), Österreich (blaue Quadrate) und des Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV, rote Fünfecke) dargestellt.

Tab. 3 - Gemessene Erdbeben mit Epizentrum im Bereich des Blattes St. Leonhard in Passeier (siehe Abb. 175). Zeitangabe nach UTC (Universal Time Coordinated). * Bezeichnung Herdflächenlösung wie in REITER et alii (2019).

ID	Datum dd/mm/yy	Uhrzeit hh:mm	G. Breite °N	G. Länge °E	Tiefe km	Lokalmagnitude	Kodex FPS*
1	02/05/1984	10:28	46.800	11.100	8.0	3.6	4.03
2	11/04/2008	19:54	46.991	11.328	12.2	2.3	-
3	11/09/2008	09:08	46.830	11.207	6.8	2.6	2.05
4	03/04/2010	13:10	46.819	11.166	10.8	3.1	2.06
5	12/01/2014	20:11	46.812	11.169	9.6	3.4	2.08
6	17/10/2014	01:45	46.859	11.130	13.2	2.2	-
7	01/12/2014	18:37	46.918	11.279	5.2	2.5	4.41

Die Herdflächenlösungen der Erdbeben im inneren Alpenraum zeigen hingegen eine vorherrschende Seitenverschiebung und/oder Abschiebungskomponente (z.B. MARSCHALL *et alii*, 2013), wie auch die morphostrukturellen geologischen Arbeiten aufzeigen (FELLIN *et alii*, 2002; AGLIARDI *et alii*, 2009). Jüngst wurde von REITER *et alii* (2019) aufgezeigt, dass in diesem Alpenabschnitt die derzeitige Deformation durch einen Krustenindenter am Nordrand des Mikrokontinents Adria, dem sogenannten Dolomiten-Indenter, gesteuert wird. Dieser Krustenkeil wird im Norden durch das Pustertal-Gailtal-System des Periadriatischen Störungssystems und im Westen durch das Judikarien-Störungssystem begrenzt und steuert die Art der Deformation (Herdflächenlösungen) und verändert auf lokaler Ebene das Spannungsfeld. Während entlang des Judikarien-Störungssystems eine sinistrale transpressive Bewegung aktiv ist (VIGANÒ *et alii*, 2015; REITER *et alii*, 2019), zeigt der Abschnitt Pustertal-Gailtal eine dextrale Bewegung bei relativ geringer Seismizität. Die Herdflächenlösungen im Westen der Judikarien-Linie zeigen derzeit ein tektonisch transtensives Regime.

2. - HANGSTABILITÄT UND MASSENBEWEGUNGEN

(M. Cucato, M. Stefani)

Das Blatt „St. Leonhard in Passeier“ umfasst zum Großteil einen Hochgebirgsbereich und weist aufgrund von großen Höhenunterschieden auf kleinstem Raum ein markantes Höhenrelief auf. Wie bereits im Kapitel Geomorphologie (siehe Kap. II) beschrieben, werden die Entwicklung der Täler und deren asymmetrisches Profil durch den regionalen geologischen Bau und die auftretenden tektonischen Strukturen gesteuert. Daraus ergibt sich eine steile orographisch linke Talflanke, wo die Strukturen gegen den Hang einfallen, während der orographisch rechte Hang deutlich flacher ist und dort die Strukturen in Hangrichtung einfallen. Diese Morphologie ist typisch für das Pflerschtal, das Ratschingstal und das Pfelderer Tal, aber auch für kleinere

Seitentäler. In diesen Fällen begünstigt die Hauptschieferung die Entwicklung von Massenbewegungen, insbesondere wenn sie sehr steil vorliegt. Eine grundlegende Rolle spielen auch anderen Faktoren wie Systeme von Großklüften und Störungen. Regional bedeutende tektonische Linien sind durch mächtige kataklastische und mylonitische Bänder gekennzeichnet. Die Gesteine sind in diesen Bereichen stark zerklüftet. Als ungünstig für Massenbewegungen erweist sich auch die zumeist metamorphe Natur der aufgeschlossenen Gesteine mit schlechten (z.B. Serizitglimmerschiefer) bis mäßig guten geomechanischen Eigenschaften.

Ein weiterer Faktor im Hochgebirge (über 2500 m) ist der Permafrost im Untergrund, wenn auch nicht überall vorhanden⁽¹⁾. Ein Teil dieser Gebiete ist immer noch vergletschert oder war es zumindest in jüngerer Vergangenheit. Der Anstieg der Temperaturen infolge des Klimawandels führt zum Auftauen des Permafrost und dadurch indirekt zu stärkeren Frost-Tau-Wechseln infolge erhöhter Wasserzirkulation im Boden. Diese Einwirkungen traten zuvor nicht oder nur beschränkt in Erscheinung. Somit trägt in Hochgebirgsregionen ein Auftauen oder eine Beeinträchtigung des Permafrost zur Entwicklung von Massenbewegungen bei, umso mehr wenn gleichzeitig weitere ungünstige Situationen vorliegen.

Daraus ergibt sich eine Reihe von Faktoren, welche die Ursachen und Verbreitung der verschiedensten Massenbewegungen beeinflussen.

In Hinblick auf die Erstreckung der Phänomene stellen die tiefgründigen Massenbewegungen (*DSGSD*) eine Besonderheit des Blattes dar. Sie sind weit verbreitet und nehmen rund 16% der Oberfläche ein. Örtlich sind ganze Hänge betroffen, wie z.B. auf der linken Talseite des hinteren Passeiertals. Die Beschreibung dieser Phänomene erfolgt im nächsten Kapitel.

Fels- und Bergstürze sowie Stein- und Blockschläge treten insbesondere an steilen Felswänden auf, wobei ungünstig orientierte Klüfte die Sturzprozesse begünstigen. Das Risiko ist umso größer, wenn Sturzprozesse die talseitig liegenden bewohnten Gebiete oder Verkehrswege direkt betreffen. Im Passeiertal, als wichtige Verkehrsader im Blattbereich und mit bedeutenden urbanistischen Siedlungsräumen, sind solche Ereignisse besonders häufig dokumentiert, ebenso im Pfelderer Tal und im Waltental entlang der S.S. Nr. 44 zum Jaufenpass. Hier wurden zahlreiche Hangabschnitte und Felswände als Gebiete mit diffusum Fallen/Kippen ausgewiesen.

Rotationsrutschungen können sich sowohl in quartären Ablagerungen, als auch im Festgesteinsuntergrund entwickeln bzw. komplexe Phänomene ausbilden. Bei der kartografischen Darstellung großer Rutschungen, bei denen die abgerutschten Felsmassen noch eine bedeutende Zusammengehörigkeit und Kontinuität aufweisen, wurde eine Übersignatur für en-bloc versackte

(1) Die Karte der Permafrostverteilung im Blattgebiet (auf Grundlage theoretischer Modelle) kann auf der folgenden Internetseite abgerufen werden: <http://dati.retcevica.bz.it/de/dataset/permafrost>

Gesteinsmassen verwendet. Darüber hinaus ist das Ausmaß bei gravitativen Bewegungen größer und die involvierten Schutt- und Rutschmassen sind kontinuierlicher und deutlich ausgeprägter. In anderen Fällen wollte man hervorheben, wie sich der spröde Verformungszustand von Gesteinsmassen in einem hohen Entwicklungsstadium befindet.

Rutschungen in quartären Ablagerungen werden oftmals von langsamen oder schnellen Fließphänomenen begleitet. Diese Prozesse treten vermehrt an Hängen mit unverfestigten bis halbverfestigten Ablagerungen auf (schwach verdichtete glaziale Ablagerungen, Verwitterungskruste des Felsuntergrundes, feinkörnige Anteile des Hangschutts). Auslöser hierfür ist vorwiegend eine Durchtränkung mit Oberflächenwasser oder eine verstärkte Infiltration mit entsprechender Verringerung der geotechnischen Festigkeit dieser Lockergesteine.

Gebiete mit diffus verteilten, oberflächlichen Rutschungen finden sich an mehreren Stellen im mittleren Passeiertal, im Waltental, im Ridnauntal und im Pfelderer Tal. Als auslösende Faktoren gelten in der Regel Starkniederschläge, die den Boden mit Wasser sättigen oder zu Erosion führen, etwa auch entlang von Fließbrinnen. In anderen Fällen wird die Bewegung durch Erosion oder Anschnitt am Hangfuß ausgelöst. Zu dieser Art von Massenbewegungen zählen auch die Rutschungen in den quartären Ablagerungen auf beiden Seiten des Pfelderer Tals im Bereich der Zagl Höfe/*Case Zagola* (Abb. 177a). An mehreren Stellen wurde in den 1980er Jahren versucht, diese Rutschungen zu stabilisieren, mit unterschiedlichen Erfolgen.

Ein weiteres Phänomen sind Einbruchphänomene (*sinkholes*) mit kleinen Absenktrichtern (maximaler Durchmesser unter 15 m), die an bestimmten Stellen vorkommen. Am deutlichsten und bekanntesten sind sie im Gebiet des Schneeberger Bergbaues, insbesondere südlich oder östlich der Schneebergerhütte, sowie westlich der Unterer Moarerbergalm/*Malga del Massaro* im Lazzacher Tal/*Val di Lazzago* (Abb. 177b). Diese Phänomene stehen



Abb. 177 - a) Rotationsrutschung in glazialen Ablagerungen auf der rechten Seite des Pfelderer Baches gegenüber der Zagl Höfe (Pfelderer Tal). Fotoarchiv der Agentur für Bevölkerungsschutz - Autonome Provinz Bozen; b) Sinkhole westlich der Unterer Moarerbergalm und rechts davon flachgründige Rutschungen in glazialen Ablagerungen (Lazzacher Tal).

im Zusammenhang mit einem Nachgeben des Gewölbes alter Bergbaustollen (vgl. FRIZZO, 2002 für die lagemäßige Darstellung der Stollen). Nördlich der oberen Senner Egeten Seen/*Laghi dell'Erpice di sopra*, sind auf einer Höhe von 2650 m drei kreisförmige Vertiefungen von knapp zehn Meter Durchmesser vorhanden. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um Toteisformen (*kettle holes*). Wahrscheinlich verblieben nach der letzten Vorstoßphase der Kleinen Eiszeit noch Eisreste unter glazialen und postglazialen Ablagerungen und schmolzen erst später ab. Schließlich sei noch eine kleine, subvertikal ausgerichtete Vertiefung (Durchmesser ca. 1,5 x 1 m) auf der Oberfläche der lakustrinen Terrasse bei Ridnaun erwähnt (in der Nähe der Bohrung RID 7, siehe Kapitel V.3.4.3. und z.B. Abb. 112). Der Hohlraum entstand bei einem starken Niederschlagsereignis. Wasser dürfte sich anfänglich über bestehende Tierbehausungen in die locker gelagerten Seesedimente eingeflossen sein und diese in der Folge weiter ausgewaschen und aufgeweitet haben.

Zu den wichtigsten und bedeutendsten Massenbewegungen im Blattbereich gehört zweifellos die Massenbewegung am Gander Berg im hinteren Passeiertal (Abb. 178). Es handelt sich um eine komplexe Rutschung, bei der die Bewegung hauptsächlich durch eine Rotationskomponente erfolgt. Die Rutschung ist Teil einer größeren, tiefgründigen Massenbewegung (tiefgründige Massenbewegung von Illmach - Gander Berg - Hochwart, s. weiter unten) und wird vom strukturellen Bau und mächtigen Auflockerungszonen mit stark zerklüftetem Gestein gesteuert.

Die historisch gut dokumentierte Massenbewegung Gander Berg (auch Ganderberg oder Hahnebaum, siehe Kap. II.) betrifft den gesamten Hangabschnitt vom Talboden bis zur Wasserscheide mit dem Tal des Schönauer Baches/*Rio dei Malgari* und weist einen Höhenunterschied von etwa 1200 m und eine Breite von etwa 1500 m auf. Sie bedeckt eine Fläche von etwa 3,75 km². Die Anbruchnische ist gut sichtbar und liegt im Bereich der Felswände im Westen des Bergrückens Gander Berg (2330 m) - Kreuzjoch (2535 m). Die Morphologie im Ablagerungsbereich zeigt einen flacheren, grob dreieckigen Bereich im südlichsten Abschnitt (Örtlichkeit Hahnebaum/*al Gallo*) und eine steilere Zone oberhalb von 1800 m. Auf jeden Fall können Neigungswechsel beobachtet werden, die auf sekundäre Anbrüche hinweisen oder mit Erosionsprozessen etwa im Fußbereich zusammenhängen. Die Massenbewegung betrifft überwiegend Glimmerschiefer der Texel-Einheit. Im nord-östlichen Bereich, nahe dem Gander Berg, sind auch Amphibolite, Glimmerschiefer und Marmore der Schneeberger Einheit aufgeschlossen. Die Massenbewegung umfasst abgeglittene Festgesteinspakete mit unterschiedlichem Zerlegungsgrad, teilweise noch mit den darüber liegenden erhaltenen glazialen Ablagerungen, sowie ausgedehnte Blockschuttfelder mit unterschiedlich großen Blöcken. Die Tiefe der Hauptgleitfläche wird im Allgemeinen in rund 100-150 m unter GOK vermutet, das geschätzte Volumen beläuft sich auf etwa 500 Mio. Kubikmeter (TAGLIAVINI *et alii*, 2009; STEFANI *et alii*, 2013). Eine jüngere Studie, die sich unter anderem auf Bohrdaten im



Abb. 178 - Die Massenbewegung Gander Berg vom Karrenberg am gegenüberliegenden Hang aus gesehen.

Fußbereich der Rutschung stützt, positioniert hier die Gleitfläche in ca. 44 m Tiefe (DEJORI, 2021). Daraus ergibt sich eine fast doppelt so große Mächtigkeit der Ablagerung im Bereich der S.S. Nr. 44bis und entsprechend ein deutliches größeres Volumen.

Hinsichtlich Aktivität der Massenbewegung gilt hervorzuheben, dass im Gegensatz zum Hauptkörper die drei sekundären Schollen auf der orographisch rechten Seite der Passer (siehe geologische Karte im Maßstab 1:50.000) als mittlerweile stabilisiert einzustufen sind. Die größte dieser Gleitschollen liegt im Bereich der Örtlichkeit Seehof/“*al Lago*” und bildet die Überreste der Talversperrung aus dem Jahr 1401, die in der Folge taleinwärts einen See aufstaute. Innerhalb des Hauptkörpers können noch zwei sekundäre Massenbewegungen ausgehalten werden. Die sogenannte Hahnebaum-Mure wird als Rotations-Translationsrutschung klassifiziert und sorgte mehrfach für beträchtliche Schäden an der S.S. 44bis ab km 11+500; sie wurde 1951 erstmals ausgewiesen, mit nachfolgenden Reaktivierungen 1969, 2000 sowie auch in jüngerer Vergangenheit. Die zweite Massenbewegung betrifft die Örtlichkeit Hahnebaum und kann als Felsgleitung eingestuft werden. Daneben wurde vor etwa zehn Jahren ein Abschnitt der Anbruchnische beim Itlspitz/*Punta Casabella* (2081 m) näher untersucht, wo zahlreiche Zerrspalten auf instabile Verhältnisse hindeuten. Im Falle eines Bergsturzes könnte dieser Bereich mit einem geschätzten Volumen von etwa 0,8 Mio. m³ eine Art Felslawine (Rock

Avalanche) auslösen und die darunter verlaufende Staatsstraße bedrohen. Eine Rekonstruktion der Geschichte der Massenbewegung Gander Berg mit einem Überblick der dokumentierten Ereignisse in den letzten 70 Jahren findet sich in FURLANIS (2000), worauf für weitere Details verwiesen wird.

Die Massenbewegung Gander Berg wurde geotechnisch, geophysikalisch und geomechanisch untersucht, unter anderem wurden tiefe Erkundungsbohrungen durchgeführt und als Inklinometer und Grundwasser-Messstellen ausgebaut. Außerdem wurde im gesamten Gebiet ein Monitoringnetz eingerichtet, um die Hangbewegungen zu quantifizieren und zu überwachen und so das Restrisiko zu verringern (BOSSI *et alii*, 2012, 2013; STEFANI *et alii*, 2012). Das Areal der Massenbewegung zeigt zwar durchschnittliche Verformungsraten von etwa 7 cm/Jahr, stellt jedoch kein unmittelbares Risiko für anthropogene Aktivitäten dar. Dagegen bilden sekundäre Phänomene durchaus eine Gefahr. Am stärksten gefährdet ist die S.S. Nr. 44bis, die durch Bewegungen der Hahnebaum-Mure beschädigt werden kann, wie es bereits in der Vergangenheit geschehen ist, wodurch das Dorf Rabenstein/Corvara in P. vom restlichen Passeiertal abgeschnitten werden könnte. Auch die Örtlichkeit Hahnebaum gilt als potenziell gefährdet im Falle eines Kollapses der Gleitschollen.

3. - TIEFGRÜNDIGE MASSENBEWEGUNGEN

Die tiefgründigen Massenbewegungen (DSGSD - *Deep Seated Gravitational Slope Deformation*, Talzuschübe) entstehen aufgrund einer langsamen und kontinuierlichen Verformung von großen Gebirgsabschnitten. Dabei werden ausgedehnte Hangabschnitte, nicht selten sogar der ganze Hang, in Bewegung gesetzt. In der Regel treten typische morphologische Erkennungsmerkmale wie Zerrgräben, Nackentälchen und Geländeanbrüche in mehreren Hangbereichen, vorwiegend aber im oberen Bereich, auf. Eine detaillierte Abhandlung dieser Art von Massenbewegung findet sich in der Literatur (AGLIARDI *et alii*, 2001; 2009a, b; SOLDATI *et alii*, 2006).

Innerhalb der Bereiche mit tiefgründigen Massenbewegungen sind die auftretenden Schieferungsflächen recht unterschiedlich gelagert. Das Gebirge weist einen hohen Zerklüftungsgrad, auf, ist aber geometrisch noch weitestgehend verbunden.

In der Folge werden die wichtigsten tiefgründigen Massenbewegungen im Blattbereich beschrieben.

Die tiefgründige Massenbewegung von Gewingesalm (Ridnauntal)

Auf der südlichen Flanke des Ridnauntals, im Bereich zwischen den Taleinschnitten von Valtigel Bach/Rio Vallicola und Staudenberg Bach/Rio degli Arbusti, befindet sich eine ausgedehnte tiefgründige Massenbewegung. Diese reicht vom Hangfuß bei Maiern bis auf etwa 2200 m Höhe im NNE

des Zunderspitz/*Cima dell'Incendio* (2445 m). Im zentralen Abschnitt dieser Massenbewegung liegt die Gewingesalm. Das betroffene Gebiet kann gut vom gegenüberliegenden Hang des Ridnauntals aus abgegrenzt werden, zumal es gegenüber den benachbarten Hangabschnitten deutlich abgesackt vorliegt (Abb. 179). Dies zeigt sich deutlich nordöstlich der Gewingesalm, wo der am stärksten abgeglittene Bereich der Massenbewegung liegt. Nach oben ist eine gut ausgebildete Gleitstufe sichtbar, welche auch das Oberflächenwasser in W-E Richtung ableitet. Auf der NW-Seite ist die Abgrenzung nicht klar. Hier ist der Rücken regelmäßiger ausgebildet mit wenigen Steilstufen, Felswänden und seltener Zerrgräben. Im unteren Hangabschnitt finden sich zahlreiche und teils auch deutlich sichtbare Nackentälchen mit einer Länge von bis zu 300-400 m. In einigen Fällen bilden sich kleine, gravitativ entstandene Senken in denen es zu einem Wasseranstau kommt.

Am Fuß der Massenbewegung fällt die Hauptschieferung in Hangrichtung ein und wird in Form von Gleitflächen reaktiviert. Insgesamt deuten das hohe Ausmaß der Absenkung und das Fehlen signifikanter Morphostrukturen im oberen Hangbereich darauf hin, dass diese tiefgründige Massenbewegung bereits ein fortgeschrittenes Stadium des gravitativen Deformationsprozesses erreicht haben könnte.



Abb. 179 - Die tiefgründige Massenbewegung bei der Gewingesalm, von der Aglsalm (Ridnauntal) am gegenüberliegenden Hang aus gesehen. Man kann gut den versackten Bereich der tiefgründigen Massenbewegung erkennen (Bildmitte und links). Der höchste Gipfel am rechten Bildrand entspricht dem Zunderspitz (2445 m).

Die tiefgründigen Massenbewegungen von Kohlwald und Geigenscharte (Lazzacher Tal)

Auf der rechten Seite des Lazzacher Tals wurden zwei tiefgründige Massenbewegungen kartiert, eine nördliche im Bereich der Örtlichkeit Kohlwald (tiefgründige Massenbewegung von Kohlwald) sowie eine südliche, welche den weiten Hangbereich im Norden von Geigenspitze/*Cima Giga* (2458 m) - Geigenscharte (2187 m) umfasst (tiefgründige Massenbewegung der Geigenscharte).

Die tiefgründige Massenbewegung von Kohlwald betrifft hauptsächlich den unteren und mittleren Hangbereich. Die Abgrenzung im oberen Hangbereich wird durch Gleitstufen und einem deutlich steileren Geländeverlauf unterstrichen, wie man etwa in Achse der Massenbewegung gut nachvollziehen kann.

Die tiefgründige Massenbewegung der Geigenscharte (Abb. 7) erstreckt sich über den gesamten betroffenen Hangabschnitt des Lazzacher Tals, mit markanten Doppelgraten auf beiden Seiten der Scharte. Zahlreiche Morphostrukturen, vorwiegend in Form von Gegenneigungen, kennzeichnen den mittleren und unteren Hangabschnitt. Deren Ausrichtung streut von WSW-ENE bis SW-NE.

In beiden Fällen sind die vorbereitenden Faktoren für die Massenbewegungen eine mit dem Hang einfallende oder leicht schräg dazu verlaufende Hauptschieferung sowie eine starke Zerlegung des Gebirges, die mit Scherzonen am Kontakt zwischen der Ötztal-Decke und der Schneeberger Einheit korrelierbar ist.

Die tiefgründige Massenbewegung von Matatz im Ulfastal (mittleres Passeiertal)

Der rechte Hang des Ulfastals ist von einer tiefgründigen Massenbewegung betroffen, die den gesamten Felsrücken nördlich der Matatzspitze (2179 m, außerhalb des Kartenblattes) betrifft. Das Phänomen ist durch eine markante Doppelgratbildung nördlich der Matatzspitze gekennzeichnet. Im Blattbereich tritt nur der nördlichste Teil dieser tiefgründigen Massenbewegung auf, der größere Teil im Süden liegt im angrenzenden Blatt 013 „Meran“ (BARGOSS *et alii*, 2010). Im gegenständlichen Kartenblatt ist die Oberkante der Massenbewegung deutlich zu erkennen. Sie ist durch eine abrupte Zunahme der Neigung des Geländes mit Vorhandensein von Felswänden gekennzeichnet. Die Massenbewegung wird von NE-SW-gerichteten Trennflächen gesteuert und erstreckt sich an diesem Hang nach SW in Richtung des Kleinen Kolbenspitze/*Piccola Clava*.

Die tiefgründige Massenbewegung von Seespitz (Talschluss des Waltentals)

Die gesamte rechte Seite des Sailer Tals/*Valle del Rio Sala* ist durch die tiefgründige Massenbewegung des Seespitz betroffen (Abb. 180). Sie erstreckt sich weiter nach Osten ins angrenzende Blatt 007 „Sterzing“ und umfasst den gesamten Hangabschnitt westlich und nordöstlich des Seespitz. Die Geländeformen sind typisch für diese Art von Massenbewegung und äußern sich sowohl im Hangprofil, als auch durch zahlreiche Morphostrukturen im



Abb. 180 - Die tiefgründige Massenbewegung von Seespitz vom Rücken oberhalb der Fleckner Hütte westlich des Jaufenpasses aus aufgenommen. Die Massenbewegung (von vorne gesehen) wird links im Bild vom Wannser Tal und rechts vom Sailer Tal begrenzt, wo nur der Talausgang gut sichtbar ist.

unteren und mittleren Hangbereich. Besonders markant sind diese nördlich und nordöstlich des Sees auf 1744 m; einer der temporären Zuflüsse zum kleinen See verläuft entlang eines großen Zerrgrabens, welcher den Ausbiss einer etwa 700 m langen Rutschungsstufe darstellt. Weniger deutlich, aber lateral weit erstreckt sind auch die Morphostrukturen in den unteren Hanglagen, die hauptsächlich von Nackentälchen dargestellt werden. Die vorbereitenden Faktoren der Massenbewegung sind auf die Orientierung der Hauptschieferung der aufgeschlossenen Lithologien zurückzuführen (über 50° nach NW einfallend) sowie der Tatsache, dass das betroffene Gebiet aufgrund der beiden tief eingeschnittenen Seitentäler des Waltentals (Wannser Tal/*Val di Vannes* und Sailer Tal) auf drei Seiten offenliegt. Dazu trägt auch das Vorhandensein bedeutender Zonen mit intensiver Zerlegung der Gesteinsmasse bei, insbesondere außerhalb des Blattes, die mit den an die Pens-Einheit angrenzenden Scherzonen korreliert werden können.

Die tiefgründige Massenbewegung von Illmach - Gander Berg - Hochwart

Mit dieser Bezeichnung wird eine tiefgründige Massenbewegung identifiziert, die sich über einen sehr weiten Abschnitt am linken Hang des

hinteren Passeiertals erstreckt und das gesamte Gebiet zwischen dem Berggrücken im NE von Moos in P. und dem Schneeberg Bach/*Rio di Montenevoso* umfasst (Abb. 181). Die Oberfläche der Massenbewegung beträgt insgesamt fast 11 km². Innerhalb der tiefgründigen Massenbewegung befindet sich ein großer instabiler Hangabschnitt, der historisch als Massenbewegung vom Gander Berg bekannt ist. Wie bereits im vorigen Abschnitt beschrieben, reicht diese Massenbewegung vom Gander Berg (2330 m) bis zum Kreuzjoch (2535 m) und nach unten bis zur Passer, im Norden bis zum Gspellerbach/*Rio di Casabella* und im Süden bis zum Weißentalbach/*Rio Valbianca*. Letzterer bildet über eine weite Strecke auch die nördliche Begrenzung der tiefgründigen Massenbewegung. Es handelt sich hierbei um ein Gebiet mit zahlreichen Anbruchsnischen und Rutschungsstufen am südöstlichen Begrenzungskamm (Hochwart - Hirschkofel). Die Massenbewegungsablagerungen treten vorwiegend im unteren und mittleren Hangbereich auf, wo fast ausschließlich die gebänderten Paragneise (OTP) der Texel-Einheit mit nach N bis NNW einfallender Schieferung aufgeschlossen sind. Es handelt sich vorwiegend um Gleitprozesse, die durch die ungünstige Orientierung der Schieferung zustande kommen. Daneben gibt es zahlreiche Nackentälchen oberhalb der Hochalm, auf einer Höhe zwischen 2400 und 2500 m, die auf eine einsetzende spröd-gravitativ Deformation hinweisen. Die Instabilität wird durch die fortschreitende erosive Eintiefung des Oberlaufs des Weißentalbaches begünstigt.



Abb. 181 - Der linke Hang des hinteren Passeiertals mit der tiefgründigen Massenbewegung Illmach - Gander Berg - Hochwart, von einer Kehre der Timmelsjochstraße S.S. 44bis aus gesehen.

Eine Abgrenzung der tiefgründigen Massenbewegung im Norden und Nordosten der Rutschung am Gander Berg ist nicht eindeutig möglich, insbesondere im nördlichen (Schneebergerbach) und östlichen Abschnitt (Gföller Hängetal, siehe auch Kap. II). Die Ausdehnung Richtung Passeirer Talsohle ist im Bereich der Örtlichkeit Illmach und unmittelbar nördlich davon ungewiss. Auf jeden Fall kann man mindestens 3 Bereiche mit spezifischen Morphostrukturen unterscheiden. Der erste liegt nordwestlich vom Gander Berg und ist durch zahlreiche Gleitstufen und Zerrgräben gekennzeichnet, mit einem abgesenkten zentralen Teil und einem abgestuften Geländeprofil, das in Abb. 181 gut zu erkennen ist. Der zweite Bereich liegt westlich des Pfauses/*M. delle Capanne* (2422 m), mit zahlreichen Geländeanbrüchen und Nackentälchen mit beträchtlicher seitlicher Kontinuität (einige sind > 500 m lang) im oberen Teil. Der weiter nördlich liegende Bereich weist dieselben Morphostrukturen auf, jedoch über den gesamten Hang verteilt. Deren Verlauf folgt dabei der Ausrichtung des Hanges. In allen 3 Bereichen treten überwiegend Serizitglimmerschiefer (OSR) und Granat-führende Glimmerschiefer (OSF) der Schneeberger Einheit auf, wobei die Hauptschieferung mit 45-70° nach NNW einfällt, was sich ungünstig auf die Stabilität des Gebirges auswirkt, insbesondere im nördlichsten Abschnitt, wo die Schieferung in Hangrichtung und steiler als der Hang einfällt.

Die tiefgründigen Massenbewegungen von St. Leonhard in P. und Jaufenpass - Ratschings (Ratschingstal)

Die tiefgründige Massenbewegung von St. Leonhard in P. umfasst praktisch den gesamten rechten Hang des Waltentals von St. Leonhard bis zum Jaufenpass sowie den angrenzenden linken Hang des mittleren Passeiertals bis zur Kleinen Kreuzspitze/*Piccola Punta di Montecroce* (2518 m). Die Gesamtfläche beträgt mehr als 15,5 km². Die Abgrenzung des instabilen Gebiets ist sowohl im Talbodenbereich, als auch im östlichsten Abschnitt unterhalb des Jaufenpasses schwer nachzuvollziehen. Im Westen wird die tiefgründige Massenbewegung vom Einschnitt des Übelbachs/*Rio di Malo* bzw. in der Folge vom Einschnitt des Guffbachs/*Rio di Covolo* begrenzt. Unterhalb von 1300 m reicht die Massenbewegung westlich über den Guffbach hinaus.

Im Bereich der tiefgründigen Massenbewegung treten hauptsächlich gebänderte Paragneise (OTP und OJP), Glimmerschiefer (OTM) und untergeordnet granitoide Orthogneise (OTL) auf. Die Verteilung dieser Gesteine wird durch die Jaufen-Linie gesteuert, welche die Massenbewegung in Richtung NNE-SSW quert und nach NW einfällt. Dabei handelt es sich um ein komplexes strukturelles Lineament von regionaler Bedeutung (s. Kap. VI.4.1), das die Grenze zwischen der St. Leonhard-Einheit im Liegenden und der Texel-Einheit im Hangenden bildet. Die Linie ist durch ein Band aus mehrphasigen Myloniten mit sehr ausgeprägter Foliation und Bänderung mit eingestreuten Kataklasten gekennzeichnet. Zweifelsohne spielte dieses Band intensiver Verformung und

Zerklüftung des Gebirges eine Rolle bei der Entstehung und Entwicklung der tiefgründigen Massenbewegung. Die Morphostrukturen (weitaus zahlreicher als auf der Karte darstellbar) treten vorwiegend im Hangbereich oberhalb von Walten - Vermol/*Case di Costalta* auf. Dabei handelt es sich in erster Linie um Nackentälchen und Gegenneigungen, die teilweise über 500 m lang sind, jedoch mit Höhen von generell wenigen Metern, oftmals von unter einem Meter (Abb. 182). Im westlichen Hangabschnitt, talseitig der Kleinen Kreuzspitze, scheint das Phänomen weiter fortgeschritten. Hier sind ausgeprägte Gleitstufen mit Zerrspalten sowie Gräben gravitativen Ursprungs vorhanden, wo sich in der Folge kleine Seen oder Moore ausgebildet haben.

Die tiefgründige Massenbewegung von St. Leonhard in P. ist eng mit jener von Jaufenpass - Ratschings verbunden, die sich über einen großen Abschnitt der rechten Talflanke des Ratschingstals erstreckt und im Osten auch über das Blattgebiet hinausreicht. Die Abgrenzung dieser beiden tiefgründigen Massenbewegungen ist im oberen Hangbereich aufgrund ihrer Nähe mit einiger Unsicherheit behaftet.



Abb. 182 - Tiefgründige Massenbewegung von St. Leonhard in P.: im Vordergrund ein Nackentälchen südwestlich der Erhebung 2373 m (Monte Fumaiolo) beim Glaitner Hochjoch (rechts, außerhalb des Bildausschnitts). Die Böschungshöhe liegt in der Regel unter einem Meter. Im Hintergrund mittig liegt der abgesackte Bereich unterhalb der Kleinen Kreuzspitze (2518 m). Dahinter die markante Hohe Kreuzspitze (2743 m).

Im Gebiet der tiefgründigen Massenbewegung von Jaufenpass - Ratschings treten überwiegend gebänderte Paragneise und Glimmerschiefer der Texel-Einheit auf.

Im obersten Teil dieser tiefgründigen Massenbewegung, zwischen dem Rinner Sattel (2031 m) und dem Glaitner Joch/*Passo M. Costa* (2249 m), wird auch der Kammbereich auf der rechten Seite des *Waltentals* (beidseitig der Fleckner Hütte/*Malga Pixner*) mit einbezogen. Hier finden sich zahlreiche Nackentälchen und Zerrgräben. Bisweilen verlaufen die Wanderwege entlang dieser Strukturen. Östlich des Rinner Sattels besteht ein schmales, sehr unregelmäßiges Plateau mit kleinen Graben- und Horst-Strukturen, durchsetzt mit Hügeln und Senken (s. auch Abb. 27). Im mittleren und oberen Hangbereich des Ratschingstals finden sich zahlreiche Morphostrukturen, darunter auch Gleitstufen von beträchtlicher Kontinuität. Eine der längsten und gleichzeitig mit dem größten vertikalen Versatz liegt im Bereich der Inneren Wumblsalm/*Malga Vallombra di dentro* (1906 m) (Abb. 183a). Weiter im Osten sei der Hangfußbereich gegenüber der Ortschaft Pichl/*Colle* zu erwähnen, der als ein im Ganzen abgerutschter Felsblock betrachtet werden kann. Er ist durch zahlreiche Nackentälchen im oberen Teil gekennzeichnet, wo auch der Felsuntergrund aufgeschlossen ist. Nördlich des Jaufenpasses befindet sich ein weiterer, deutlich abgesenkter Bereich. Hier besteht eine ausgedehnte Gleitstufe an der Basis des Felsrückens von der Passhöhe in Richtung Kalcheralm/*Malga Calcara* (Abb. 183b). Zwischen 1900 und 1950 m sind noch weitere kleinere Gleitstufen vorhanden, sodass sich ein abgetrepptes Hangprofil ergibt.

Ein vorbereitender Faktor für die tiefgründige Massenbewegung von Jaufenpass - Ratschings sind zweifellos die mit dem Hang einfallenden Schieferungsflächen der aufgeschlossenen Gesteine. Zwischen dem Jaufenpass und im Bereich der Schutzhütte sind die gravitativen Gleitstufen sowie der Kammverlauf um den Talschluss des Jaufentals/*Val di Giovo* zudem parallel zur Jaufen-Linie ausgerichtet. Es ist eine deutliche strukturelle Steuerung in der Entwicklung dieser gesamten Zone anzunehmen.



Abb. 183 - Gleitstufen: a) unterhalb bzw. im Norden der Inneren Wumblsalm (1906 m) (Ratschingstal); b) nördlich des Jaufenpasses (im Hintergrund, Kalcheralm).

Die tiefgründige Massenbewegung der Wurzeralm (Ridnauntal)

Die tiefgründige Massenbewegung der Wurzeralm erstreckt sich über einen weiten Teil des Hanges nördlich vom Mareiter Stein/*Sasso di Mareta*, wo hauptsächlich Glimmerschiefer (OTM) und Paragneise (OTP) der Texel-Einheit aufgeschlossen sind. Am Kamm westlich vom Mareiter Stein kann man markante Doppelgratbildungen beobachten, welche die Obergrenze der tiefgründigen Massenbewegung darstellen. Weiter östlich, im Bereich der Kalksilikatmarmore (OTB) der Texel-Einheit, sind am Hang Rutschungsstufen mit einer ausgeprägten lateralen Erstreckung vorhanden, die auch über das Blattgebiet hinausreichen.

Die tiefgründige Massenbewegung vom Wetterspitz (Ridnauntal)

Die tiefgründige Massenbewegung vom Wetterspitz umfasst einen großen Teil des linken Hanges des Ridnauntals gegenüber dem Dorf Ridnaun (Abb. 7), unterhalb des Bergkamms vom Wetterspitz/*Cima del Tempo* (2709 m) bis zur Erhebung westlich der Seeberspitze (Punkt 2527 m/*M. del Prete*). Auf Basis von Geländekartierung und Messungen, der Auswertung von LIDAR-Daten sowie der heute verfügbaren hochauflösenden Orthofotos wurde im Bereich des genannten Areals eine tiefgründige Massenbewegung festgestellt, die im oberen Hangbereich durch zahlreiche Gleitstufen, Zerrgräben, sekundäre Anbrüche u.Ä. gekennzeichnet ist. Dieses Gebiet entspricht dem westlichsten Teil des Hanges, der von der tiefgründigen Massenbewegung betroffen ist (Örtlichkeiten Nestlegg und Nestleggmahd), zwischen rund 2000 m und dem Talboden. Die Abgrenzung nach oben hin und nach Osten ist unsicher. Die Auswertung der verfügbaren Interferometrie-Daten (PS und DS-InSAR) zeigt gemessene Verformungen bis zu 15÷35 mm/Jahr praktisch auf dem gesamten Hangabschnitt (siehe auch ZORZI, 2013). Auf der geologischen Karte wurde dieses Gebiet mit der Übersignatur für ein en-bloc versacktes Areal dargestellt und nur die eigentlichen Blockschuttfelder wurden als Rutschmassen kartiert. Im darüber liegenden Hangbereich liefern die Interferometrie-Daten geringere Verformungsraten (10÷30 mm/Jahr). Dadurch und gemäß Geländebefund wurde auch dieser Abschnitt als tiefgründige Massenbewegung bewertet, sodass im Vergleich zu ZORZI (2013) insgesamt ein größerer Bereich betroffen ist. Ein Teil dieser tiefgründigen Massenbewegung und der unmittelbar östlich anschließende Bereich dienen als Herkunftsgebiet für den Rock Avalanche von Ridnaun-Mareit (s. Kap. II und Kap. V.3.1.4.).

Der geologische Bau dieses gesamten Abschnitts des linken Ridnauner Talflanke ist durch zwei tektono-metamorphe Einheiten gekennzeichnet, die Schneeberger Einheit und die Ötztal-Decke. Der tektonische Kontakt fällt leicht geneigt nach NNW ein und quert den Hang mit schrägem Verlauf. Die Schneeberger Einheit tritt im Liegenden auf und besteht fast ausschließlich aus Granat-führenden Glimmerschiefern (OSF). Die Texel-Einheit im Hangenden wird hingegen von gebänderten Paragneisen (OZP) aufgebaut. Die Hauptschieferung fällt überwiegend leicht gegen den Hang ein, wobei die Werte im Hangendblock stärker streuen und auch nach NE einfallen. Der tektonische

Kontakt zwischen den beiden Einheiten wird durch eine bedeutende, bis zu zehn Meter mächtige mylonitische Scherzone unterstrichen. ZORZI (2013) hebt hervor, wie in dieser Kontaktzone die Überlagerung der Hauptschieferung mit den Relikten einer älteren Schieferung zum lokalen tektonischen Bau und auf lokaler Ebene zu ungünstigen Stabilitätsverhältnissen des Gebirges führt (vorbereitende Faktoren). Der westliche Teil der tiefgründigen Massenbewegung ist durch NNE-SSW und N-S gerichtete Störungssysteme und Großklüfte gekennzeichnet. Diese fungieren als seitliche Bahnen sowie Trennelemente innerhalb der Massenbewegung und begünstigen die Instabilität des Gebirges.

4. - HYDROGEOLOGIE

Die Hauptaquifere im Blattbereich können wie folgt klassifiziert werden:

a) *Porengrundwasserleiter*: Die Durchlässigkeit ist an den Porenraum der quartären Sedimente, wie Ablagerungen im Talboden oder auf Schwemmfächern sowie glazigene und gravitative Bildungen, gebunden. Die alluvialen Talbodensedimente aus vorwiegend Kiesen und Sanden bilden einen freien, ungespannten Grundwasserkörper, der in hydraulischer Verbindung mit den jeweiligen Wasserläufen steht. Die gravitativen und gemischten Ablagerungen an den Hängen können lokale freie Aquifere darstellen. Diese kommunizieren mitunter mit dem Talbodenaquifer und sind generell starken jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Ausschmelzmoränen und Eisrandsedimente können untergeordnete Aquifere bilden, während Grundmoränen undurchlässige Lagen darstellen. Die Aquifere innerhalb quartärer Ablagerungen können lokal genutzte Quellen speisen.

b) *Kluftgrundwasserleiter*: In diesem Fall entsteht die Durchlässigkeit erst sekundär durch Klüfte im Festgesteinsuntergrund. In den metamorphen Gesteinen ist die Permeabilität an die Ausbildung der Schieferungsflächen bzw. an die Kluftdichte und den Auflockerungsgrad des Gebirges gebunden. Die härteren bzw. spröde reagierenden Gesteinsarten, wie z.B. Orthogneise, Quarzite oder Marmore, zeigen in der Regel eine stärkere Klüftung und somit eine höhere Durchlässigkeit. Die weniger kompetenten, geschieferten Gesteine sind im Allgemeinen auch trotz einer Zerklüftung nur gering durchlässig, nachdem häufig feinkörniges Material entsteht und die Wasserwegigkeiten verstopft (z.B. Serizitschiefer und phyllitische Schiefer, Chloritschiefer, usw.). Tiefgründige Massenbewegungen oder große Bergstürze mit en-bloc versackten Felsarealen (s. Kap. VII.3.) führen zu neuen Kluftsystemen und bewirken außerdem eine Auflockerung des Gebirges. Im Extremfall wird das Gestein vollständig zerlegt, sodass es einem porösen Medium entspricht. Eine weitere Folge dieser Massenbewegungen ist eine verstärkte Infiltration bei Neigungswechseln, insbesondere bei Zerrgräben oder Nackentälchen. Hier spielen allerdings auch undurchlässige quartäre Ablagerungen oder eine tonige Verwitterungskruste

des Festgesteins eine wichtige Rolle. Nicht selten finden sich innerhalb dieser Strukturen Wasseransammlungen oder kleine Seen und Mooregebiete.

Im Allgemeinen können sich in all diesen Fällen, in denen die vorhandenen Lithologien dies begünstigen, limitierte Aquifere bilden, die auf Hangabschnitte bis in eine Tiefe von einigen Zehnermetern beschränkt sind. Diese Grundwasserleiter können hydraulisch in Kontakt mit den oberflächigen Lockergesteins-Aquiferen stehen.

Aquifere mit tiefer Wasserzirkulation und über potenziell große Entfernungen können entlang von kataklastischen Bändern und/oder Störungszonen mit beträchtlicher longitudinaler Erstreckung entstehen. Hier können die Wässer eine lange Verweildauer im Untergrund aufweisen und oftmals stehen sie mit Mineralwasserquellen in Verbindung.

Im Blattgebiet sind an mehreren Stellen Marmore und Kalkschiefer aufgeschlossen, vor allem auf der linken Seite des Pfelderer Tals und am linken Hang des Ratschingstals sowie am Bergrücken beim Mareiter Stein. Diese Karbonatgesteine sind vielfach in geschieferte, weitgehend undurchlässige Gesteinstypen (Glimmerschiefer, Paragneise) eingeschaltet. Nach derzeitigem Kenntnisstand sind keine signifikanten unterirdischen Karstphänomene bzw. Karstwässer bekannt.

Im Talboden des Passeiertals oberhalb von St. Martin in P. besteht ein oberflächennaher ungespannter Aquifer (mit freiem Grundwasserspiegel) innerhalb der gut durchlässigen, grobkörnigen Alluvionen der Passer und der Seitenkegel. Der Grundwasserleiter steht in direkter Verbindung mit der Passer als primärer Wasserlieferant. Aus den verfügbaren Bohrprofilen und der Verteilung des Felsaufschlüsse in der Talsohle (s. Kap. V.3.4.3.) folgt, dass oberhalb von St. Leonhard die Felsoberfläche relativ seicht vorliegt. Entsprechend ist ein mächtiger Aquifer erst unterhalb der Ortschaft ausgebildet, während er taleinwärts immer wieder von Felsriegeln unterbrochen wird. Im mittleren Passeiertal fließt die Passer sogar über weite Strecken im Fels.

Hauptquellen und deren Wassereigenschaften

Der Blattbereich fällt in ein wasserreiches Gebiet. Zum einen werden große Niederschlagsmengen verzeichnet, zum anderen wird im Hochgebirge ein Teil des Niederschlags in natürlichen Reservoiren wie Gletschern und Seen gespeichert. Trotz des deutlichen und anhaltenden Rückgangs in den letzten Jahrzehnten, stellen die Gletscher immer noch einen wichtigen Wasserspeicher dar. Sie regulieren mit ihrem Schmelzwasser in den Sommermonaten den Oberflächenabfluss. Im Blattgebiet beherbergen die Talschlüsse der drei wichtigsten Einzugsgebiete einige der größten Gletscher Südtirols (s. Kap. I.). Neben den Gletschern gibt es im Blattgebiet noch weitere, untergeordnete aber dennoch bedeutende Wasserspeicher, wie etwa Blockgletscher oder Schneefelder.

Der Wasserreichtum äußert sich in einem dichten Gerinnenetz und einer großen Anzahl an Quellen. Im Blattbereich sind rund 670 Quellen im Quellkataster der Autonomen Provinz Bozen verzeichnet. Darüber hinaus gibt es zahlreiche nicht erfasste oder temporäre Quellen. Von den registrierten Quellen werden etwa 16%

als Trinkwasser genutzt, während 11% in der Landwirtschaft genutzt werden, zum Tränken von Tieren, zur Bewässerung und für den Hausgebrauch. Ein sehr geringer Anteil (etwa 1%) wird für die Wasserkraft oder zur Beschneigung in Skigebieten verwendet. Ungefähr 70% der erhobenen Quellen sind nicht genutzt, was die große Wasserverfügbarkeit unterstreicht. Allerdings weisen etwa 60% dieser ungenutzten Quellen sehr niedrige Schüttungen auf, zumeist unter 0,5 l/s. Nur rund 15% der Quellen schütten mehr als 1 l/s und in den seltensten Fällen können mehr als 5 l/s abgeleitet werden. Die ungenutzten Quellen mit einer Schüttung von über 1,5 l/s liegen vor allem in der Gemeinde Ratschings, eine Ausnahme bildet die Quelle „Sader Bad“ in der Gemeinde Moos in P. mit einer Schüttung von 10 l/s.

In der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol gibt es neben gefassten und nicht gefassten Quellen einer mehr oder weniger lokalen Wasserversorgung auch noch Mineralwässer, die gewerblich abgefüllt werden (Gesetzesdekret vom 25.01.1992 Nr. 105) oder in früheren Zeiten zu Heilzwecken als „Bauernbäder“ benutzt wurden. Seit zwei Jahrzehnten wird der Sektor der „ortsüblichen, nicht therapeutischen Bauernbäder zur Entspannung“ durch das entsprechende Dekret des Landeshauptmanns von Südtirol vom 10. Februar 1998 Nr. 4 geregelt. Dasselbe gilt für die therapeutische Nutzung von Thermalwasser (Gesetz vom 24.10.2000 Nr. 323). Im Jahr 2000 wies die Landesregierung der Autonomen Provinz Bozen 30 Quellen in Südtirol als Mineralwasserquellen aus, die später durch weitere Ergänzungen auf 34 Mineralwasserquellen ausgeweitet wurden. Die einzige Mineralwasserquelle im Blattbereich „St. Leonhard in Passeier“ ist die Quelle von Bad Fallenbach/*Bagni Rio di Valle* in der Gemeinde St. Leonhard in Passeier. Die Quelle befindet sich am Dorfausgang längs der S.S. 44 Jaufenpasstraße, auf einer Höhe von 750 m und ist schon seit mehreren Jahrhunderten bekannt. Ab dem 18. Jahrhundert war im Bereich von Bad Fallenbach ein Badehaus mit dem Namen „Zegg-Bad“ (Bad zu Egg) bekannt. Die ersten Wasseranalysen stammen aus den Jahren 1830-35, wonach es als Heilwasser ausgewiesen und insbesondere gegen Magenschmerzen, Hüftweh, Rheumatismus, Schwermut, Koliken und Schwäche der Blutgefäße verschrieben wurde. Die Gemeinde St. Leonhard führte daraufhin den Beinamen Kurort. Die Quelle Bad Fallenbach ist als leicht mineralhaltiges Wasser eingestuft (elektrische Leitfähigkeit 505 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Das Wasser entspringt mit einer Temperatur von etwa 12° C und ist eisen-, fluor- und jodhaltig. Außerdem enthält es Spuren von Aluminium, Arsen, Bor, Barium, Brom, Chrom, Kupfer, Lithium, Blei, Selen, Zink, Beryllium, Silber, Lanthan und Cäsium.

5. - GRUBEN, STEINBRÜCHE UND BERGBAU

Abgesehen vom Bergbaugebiet am Schneeberg, das in einem eigenen Kapitel behandelt wird, beschränkt sich die Abbautätigkeit im Blattbereich auf die Gewinnung von Bau- und Natursteinen sowie auf die Förderung von Zuschlagstoffen, Schotter und Sand für die Bauindustrie.

5.1. - STEINBRÜCHE UND SCHOTTERGRUBEN (U. Obojes, M. Cucato)

Zu den wichtigsten genutzten Natursteinen zählt der Marmor, der in mehreren Brüchen am Mareiter Stein gewonnen wurde und noch immer wird. Im Passeiertal werden Quarzite und Granat-führende Paragneise im Bruch „Silbergneis“ in Moos in P. und auch östlich davon bei Stuls (im NW von St. Leonhard in P.) abgebaut. In der Vergangenheit wurden Paragneis- und Granatglimmerschiefer-Blöcke als Bau- und Naturstein direkt aus dem Bachbett der Passer unterhalb der heutigen Sportzone Moos geborgen.

Der Marmor vom Mareiter Stein ist auch als „Sterzinger Marmor“ oder „Ratschingser Marmor“ bekannt (UNTERWURZACHER, 2007) und wird heute noch im unterirdischen Marmorbruch „Kristallina“ und „Pardau“ abgebaut. Vor allem im Bergbau Kristallina wird Kalziumkarbonat gewonnen, welches hauptsächlich in der Papier-, Farben-, Lack- und Baustoffindustrie sowie in der Kunststoffindustrie Verwendung findet. Der Abbau erfolgt sowohl auf der Nordseite des Mareiter Steins, als auch auf der Südseite (liegt im Gebiet von Blatt 007 Sterzing). Diese Marmorvorkommen sind den Kalksilikatmarmoren (OTB) der Texel-Einheit zuzuordnen. Es handelt sich um reine bis unreine Marmore mit teils erheblichen Anteilen an Silikaten, wie Epidot, Diopsid, Titanit, Muskovit sowie weiteren Nebengemengteilen. Die Marmorbrüche werden heute ausschließlich untertage betrieben. Der Zugang zu den Stollen auf der Nordseite des Mareiter Steins (2152 m) erfolgt im Bereich des Durach Waldes/*Selva di Durago*, auf ca. 1750 m Seehöhe. Daneben sind zahlreiche aufgelassene Marmorbrüche auf der linken Seite des Ratschingstals zu verzeichnen. Einen historischen Überblick über die Abbautätigkeit im Bergbaurevier Ratschings liefert SCHÖLZHORN (2014).

In den Steinbrüchen des mittleren Passeiertals werden gebänderte Paragneise (OTP), Quarzite (OTQ) und Glimmerschiefer (OTM) der Texel-Einheit abgebaut. Einige Vorkommen sind bereits seit einigen Jahren erschöpft und der Abbau wurde aufgelassen. Ein großer Teil des gewonnenen Materials wird an Ort und Stelle gebrochen und sortiert und vor allem als Zyklopen- und Mauersteine im Wasserbau und Wildbachschutz sowie im Bauwesen verwendet. Einige Steinbrüche (z.B. Obere Langwies) liefern Material für Bodenpflasterungen, Natursteinplatten oder sonstige Spezialanwendungen dank der Farbenspiele bei einem hohen Anteil an rubinrotem Granat. Diese Natursteine werden zum Teil vor Ort aufbereitet, zum Teil an spezialisierte Firmen abgegeben. Die verarbeiteten Produkte werden als „Silbergneis“ vermarktet.

In einem kleinen Steinbruch am Dorfeingang von Ridnaun wurde Baukalk gewonnen, wie bereits in Kap. V.3.3.1.4 erwähnt. In der Zwischenkriegszeit und auch in früheren Zeiten wurden unreine Marmorblöcke des Ridnauner Bergsturzes (Gasse-Subsynthem) gefördert. Diese Blöcke treten nur in diesem Bereich auf einer Fläche von rund 1,5 Hektar auf und wurden auch unmittelbar vor Ort oder in der Nähe verarbeitet. Die Flurnamen Kalchern (*Calchera*)

und Kalcherhof (*Maso Calchera*) für die Siedlungen unmittelbar westlich von Ridnaun scheinen bereits im Atlas Tyrolensis (ANICH & HUEBER, 1774) auf, was vermuten lässt, dass die Kalkproduktion schon sehr lange betrieben wurde.

Die wichtigsten Schottergruben liegen in den alluvialen Ablagerungen im Talbodenbereich der Passer, vor allem talauswärts von St. Leonhard, wo der Abbau Anfang der 1980er Jahre in der Örtlichkeit Sand auf der orographisch linken Seite ihren Anfang nahm. Es werden vorwiegend Schotter im Tagebau gewonnen mit bis zu 15 m tiefen Gruben (Schottergrube „Sand“). Die Tätigkeit wurden dann in die Nähe des linken Passerufers verlegt (Grube „Gandellen“). Ab 2008 wurde hier Schotter ausgehoben und der Abbau schrittweise nach Norden verlagert. Die Grube ist heute noch aktiv (Abb. 107a und b). Eine weitere Grube liegt südlich von Rabenstein, wo ebenfalls im Tagebau Schotter abgebaut werden. Hier werden im südlichen Abschnitt auch gemischte Ablagerungen des Seitenkegels genutzt. Mit fortschreitendem Abbau werden die Gruben mit geringerwertigem Fremdmaterial verfüllt. Hierfür werden vor allem Waschrückstände aus Brech- und Siebanlagen oder Aushubmaterial von verschiedenen Baustellen verwendet. Nach Abschluss der Abbautätigkeit erfolgt eine ökologische Wiederherstellung der Grube, die anschließend als Wiesenfläche genutzt wird. Weitere ehemalige Schottergruben in den Talbodenalluvionen, die vollständig renaturiert wurden, befanden sich westlich von St. Leonhard (Grube „Gomion“: 1985-2001) und bei Moos in Passeier („Mooser Sand“: 2004-2007).

5.2. - DAS BERGWERK VON ST. MARTIN AM SCHNEEBERG (V. Mair, S. Zanchetta)

Die Bergwerksstollen von St. Martin am Schneeberg sind seit dem 13. Jahrhundert dokumentiert und stellen den höchstgelegenen Bergbau (2030 m bis 2530 m) in ganz Europa dar.

Die erste schriftliche Erwähnung des Bergwerks im Gebiet von St. Martin am Schneeberg stammt aus dem Jahr 1237. Es handelt sich um eine urkundliche Notiz des Notars Jacob Haas in Bozen vom 24. Dezember 1237, wonach die Bezahlung einer Lieferung von Schwertern mit „...boni argenti de Schneberch...“ (Feinsilber vom Schneeberg) erfolgte. Diese Urkunde belegt, dass zu jener Zeit Silber vom Schneeberg in Bozen als anerkanntes Zahlungsmittel galt (HALLER & SCHÖLZHORN, 2000).

Die Bergbautätigkeit kann somit deutlich früher angesetzt werden. Die ältesten Schürfstollen wurden 1999 auf einer Höhe von 2450 m am Südhang des Himmelreichs entdeckt, einem Felsrücken, der das Kar von St. Martin am Schneeberg vom Schönauer Bach trennt. Dabei handelt es sich um 5-7 m lange Stollen, die kupferhaltigen (Chalkopyrit und Malachit) Adern folgen und diese mittels Schrämmtechnik abbauten.

Der Bergbau am Schneeberg erreichte die größte Blüte um 1500 (so wurde 1486 die höchste Anzahl von Beschäftigten verzeichnet, mit etwa 1000

Knappen in den Bergwerkstollen von St. Martin am Schneeberg; HALLER & SCHÖLZHORN, 2000), als vorwiegend silberführender Bleiglanz abgebaut wurde, woraus dann Silber gewonnen wurde. Blei und Zink (aus Zinkblende) galten als Nebenprodukte. In der Folge avancierte der Bleiglanz zum Haupterz und wurde nach Schwaz in Nordtirol transportiert, um das dortige Fahlerz mit Blei anzureichern und das begehrte Silber abzuscheiden.

5.2.1. - Geschichte zum Bergbau am Schneeberg

Der Bergbaubetrieb am Schneeberg wurde 1979 eingestellt und das Bergwerk 1985 endgültig geschlossen. Die Betreibergesellschaft SAMIM (*Società Azionaria Minerio-Metallurgica*), welche zuletzt die Schürfrechte innehatte, stellte 1989 schließlich die ordentliche Instandhaltung der Anlagen und Stollen ein. Ab diesem Zeitpunkt wurde das Bergbaugesamt vom Land Südtirol verwaltet und kontrolliert, in deren Besitz es bereits 1972 übergegangen war.

Nach einigem Hin und Her wurde ein Projekt zur Sanierung der



Abb. 184 - Überblick auf das Bergbaurevier von St. Martin am Schneeberg von den Schneeberger Weißen aus aufgenommen. Die gerade Linie entspricht der Trasse der alten Materialeiseilbahn, die zur Schneeberg Scharte und zum Kaindl-Stollen führte und den Materialtransport auch unter schwierigen Winterbedingungen ermöglichte.

Bergwerksanlagen und die Errichtung eines Museums in Angriff genommen. 1996 öffnete schließlich das Landesmuseum Bergbau Ridnaun-Schneeberg seine Tore. Mehrere Bergwerkstollen sowie die Bergwerksanlagen am Museumsstandort in Maiern im Ridnauntal sind für Touristen und Liebhaber der Geologie und Mineralogie zugänglich.

Wie bereits erwähnt, deuten erste Schürfspuren auf einen gezielten Kupferabbau mit rudimentären Methoden hin. Sowohl im Himmelreich, als auch im Bereich Seemoos, dem sumpfigen Gebiet südwestlich von St. Martin am Schneeberg, wurden Reste alter Schmelzöfen mit deutlichen Spuren einer Kupferverarbeitung gefunden. All diese Hinweise deuten darauf hin, dass am Schneeberg bereits in prähistorische Zeiten Bergbau betrieben wurde.

Nach der ersten, historisch gesicherten Erwähnung des Silberbergbaus am Schneeberg (1237) häufen sich zusehends Berichte und Notizen. Demnach wurde bis etwa 1500 hauptsächlich Silber abgebaut, welches durch Auswaschung mobilisiert und in relativ leicht zugänglichen Adern angereichert wurde. Mit fortschreitendem Vortrieb der Schürfstollen wurde das Silber immer knapper, bis es schließlich nur noch in geringen Mengen vorhanden war.

In den ersten Jahrhunderten gehörte das Schneeberger Bergwerk den Tiroler Landesfürsten. Ab Ende des 15. Jahrhunderts übernahmen verschiedene Unternehmer die Tätigkeit. Das Berggericht Sterzing - Gossensass erteilte die Rechte für Probeschürfe und den Abbau von Erzen. In dieser Zeit stieg Sterzing zu einem wichtigen Zentrum der Bergbauindustrie auf und zog ausländische Handelsunternehmen an (HALLER & SCHÖLZHORN, 2000). Zu den wichtigsten Bürgerfamilien, die durch den Abbau und den Handel mit den Schneeberger Erzen ansehnlichen Reichtum erlangten, zählen die Fugger, aber auch Flam, Jöchl, Pölster, Kaufmann und Köchl. Die Handelsfamilie der Fugger stieg Anfang des 16. Jahrhunderts in das Bergbaugeschäft ein, nachdem ihnen von den Landesfürsten beträchtliche Darlehen in Form von Bergbaukonzessionen in verschiedenen Tiroler Bergbaurevieren abgegolten wurden, darunter auch der Schneeberg.

Die Ära der privaten Investoren endete 1657, als die Bergwerke in den Besitz des Landes Tirol übergingen und 1870 an das Kaisertum Österreich fielen. Der nächste Besitzerwechsel erfolgte nach Ende des Ersten Weltkriegs im Jahr 1919, als im Vertrag von Saint Germain die Staatsgrenze zwischen Italien und Österreich neu gezogen wurde. Der italienische Staat als neuer Eigentümer verpachtete das Bergwerk und die Abbaukonzession an verschiedene Unternehmen. Eine entscheidende Wende in jenen Jahren war die Errichtung einer Materialseilbahn in den Jahren 1924-1926, die von St. Martin am Schneeberg über die Schneeberg Scharte in das Lazzacher Tal und weiter nach Maiern führte, wo sich die Anlagen zur Erzaufbereitung befanden. Das angereicherte Erz wurde dann mit einer weiteren Seilbahn nach Mareit transportiert, wo es auf Lastwagen verladen und zu den Schmelzhütten gebracht wurde. Die Seilbahn blieb bis zur Einstellung des Bergbaus im Jahr 1985 in Betrieb und wurde im Abschnitt Maiern - Mareit wieder abgetragen.

5.2.2. - Geologie der Lagerstätte und Entstehung der Vererzungen

Die Vererzungen der Schneeberger Lagerstätte liegen im polymetamorphen Grundgebirge der Ötztal-Decke, im Kontaktbereich zu den permo-mesozoischen Bedeckungseinheiten, die im Gebiet von St. Martin am Schneeberg aus Granat-führenden Paragneisen und Quarziten (OZC) und Dolomitmarmoren (OZD) bestehen. Diese entsprechen dem „Basalkonglomerat“ *Auct.* bzw. dem „Wettersteindolomit“ *Auct.* Der erzführende Abschnitt des Ötztaler Kristallins liegt außerdem nahe am tektonischen Kontakt zur Schneeberger Einheit, der hier hauptsächlich von engständigen Wechsellagen von Granat-führenden Glimmerschiefern (OSF), Amphiboliten (OSA), Quarziten (OSQ) und Kalksilikatmarmoren (OSB) gekennzeichnet ist.

Die Vererzungen finden sich nicht nur am Schneeberg selbst, sondern in einem relativ schmalen Band, das etwa bei St. Martin am Schneeberg beginnt, dann in nordöstliche Richtung das Lazzachertal quert und bis in das Pflerschtal zieht, wo ebenfalls Bergbau betrieben wurde. Die Vererzungen sind immer mehr oder weniger konkordant zur Hauptschieferung der gebänderten Paragneise (OZP) und Granatglimmerschiefer (OZM) eingelagert bzw. streichen ENE-WSW und tauchen mit 30-35° nach Norden ab. Es treten im Wesentlichen drei Hauptgänge auf, der Hangendgang oben und der Liegendgang unten sowie der Kreuztrum, der diese mit flachwinkligem Verlauf kreuzt bzw. verbindet (FÖRSTER, 1967; BRIGO, 1965). Die Gänge sind zwischen 1 und 6 m mächtig, verlaufen jedoch nicht kontinuierlich, sondern sind vielfach durch Störungen im Ausmaß von wenigen cm bis zu 70 m versetzt.

Bei der Schneeberger Lagerstätte handelt es sich um eine typische polymetallische Pb-Zn-Erzanreicherung. Die Haupterzminerale sind Sulfide, vor allem Bleiglanz (PbS) und Zinkblende (ZnS), auch als Galenit und Sphalerit bekannt. Weitere Erzminerale sind Pyrit (Eisenkies), Pyrrhotin (Magnetkies), Chalkopyrit (Kupferkies), Arsenopyrit (Arsenkies), Cobaltit (Kobaltglanz), Tetraedrit (Fahlerz), Bournonit, Meneghinit, Magnetit, Gahnit, Antimonit ja sogar gediegen Silber. Der Kupferkies wurde wohl am frühesten zur Kupfergewinnung abgebaut. Die Vererzungen liegen vorwiegend am Übergang zwischen den gebänderten Paragneisen (OZP) bzw. Granatglimmerschiefern (OZM) und Einschaltungen von Muskovit-führenden leukokraten Orthogneisen (OZB) bzw. phyllitischen Graphitschiefern (OZH), wobei letztere vor allem bei der Schneeberg Scharte vorkommen.

Die Metallogene der Schneeberger Erzlagerstätte wurde von mehreren Autoren untersucht, beginnend mit den Pionierarbeiten von Geologen und Bergbauingenieuren im späten 19. Jahrhundert (SPERGES, 1821; BEUST, 1870; POŠEPNÝ, 1879; VON ELTERLEIN, 1891; GRANIGG, 1908; GASSER, 1913). Die derzeit gängige Hypothese stammt aus den 1970er Jahren (SCHMITZ, 1974; FRIZZO, 1974, 1976; KLIX, 1976; PAGEL, 1975) und betrachtet den Schneeberger Erzkörper als Ergebnis einer polymetamorphen Aufarbeitung einer ursprünglich syngedimentären, schichtgebundenen (*stratabound*) Pb-Zn-Lagerstätte. Das

Entstehungsalter der ursprünglichen Erzanreicherung ist bisher nicht geklärt. Durch die Deformation und Metamorphose der nachfolgenden orogenetische Ereignisse wurden die ursprünglichen Verhältnisse ausgelöscht. Bei der alpidischen Gebirgsbildung und Metamorphose wurden P-T-Bedingungen von 550°C und 0,6-0,7 GPa erreicht (s. Kap. VI.), im Zuge der variszischen Orogenese auch höhergradige Bedingungen von 550-650°C bei 0,4-0,7 GPa (s. z.B. MAIR *et alii*, 2007; THÖNY *et alii*, 2008). Daneben finden sich im Inneren der Ötztal-Decke auf österreichischem Gebiet auch Spuren eines früheren Ereignisses im Zeitraum Ordovizium-Silur (kaledonische Orogenese), welches u.a. zur Bildung von Migmatiten führte (THÖNY *et alii*, 2008). Es lässt sich jedenfalls nachvollziehen, dass die mineralogischen Eigenschaften und der strukturelle Aufbau der Schneeberger Erzlagerstätte tiefgreifend verändert wurden. Wie bereits erwähnt, treten die drei Hauptvererzungen in der Nähe von phyllitischen Graphitschieferbändern (OZH) auf. Diese könnten ursprüngliche Pelitsedimente darstellen, welche am Meeresboden mit Sulfiden angereichert wurden (FRIZZO *et alii*, 1982).

Die Erzgänge treten in Form von Bändern aus massigen Sulfiden auf, die parallel zur Hauptschieferung des Nebengesteins verlaufen. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 1 und 3 m und erreicht nur im Untergrund von St. Martin am Schneeberg eine höhere Mächtigkeit, wo der Gang verfault vorliegt. Neben den Gängen mit massigen Sulfiden finden sich auch Abschnitte mit weniger konzentrierten und diffusen Vererzungen, die oft nicht entlang der Schieferung verlaufen und wo die Sulfide eng mit dem tauben Ganggestein verwachsen sind („Gangfazies“ *Auct.*).

Unter den Erzen, die für die Gewinnung von Silber, Blei und Zink abgebaut werden, bietet die Schneeberger Erzlagerstätte ein breites Spektrum an unterschiedlichen Mineraltypen, von denen einige selten sind. Viele davon wurden durch die Vererzung gebildet, teilweise entstanden sie sekundär durch Umwandlung und Verwitterung dieser primären Minerale, wie etwa Hydrozinkit, Greenockit, Malachit, Azurit, Sepiolith und Schneebergit. Bis heute wurden im Ganzen weit über hundert Minerale am Schneeberg gefunden und eindeutig bestimmt.

PROGETTO

CARG

ABSTRACT

The 006 San Leonardo Sheet (scale 1:50,000) is entirely included within the Austroalpine domain. Four tectono-metamorphic units, mainly consisting of polymetamorphic basement rocks, crop out to the north of the Periadriatic Fault up to the Italian boundary with Austria (Fig. 24). These units have been distinguished based on the definition of their structural and metamorphic evolution and on the occurrence of brittle to ductile shear zones along their boundaries. From north to south, and from the structurally highest to the lowest one, they consist of the Ötztal nappe, which also includes a Permian to Triassic meta-sedimentary cover, the Texel, the Schneeberg and the San Leonardo units (Fig. 25). The southern part of the Sheet is crossed by the Giovo and Passiria lines, which separate the units with an important Alpine metamorphic imprint (Ötztal, Schneeberg and Texel) from the San Leonardo unit, which shows a weak greenschist facies Alpine retrogression. The Texel, Schneeberg and San Leonardo units are in continuity with the same units exposed in the nearby F. 13 Merano Sheet.

The Ötztal nappe includes a polymetamorphic crystalline basement and a meta-sedimentary upper Palaeozoic to Triassic cover. The Ötztal nappe is in contact with the underlying Schneeberg unit along a N-NW dipping shear zone developed in greenschist facies conditions. The shear zone runs through the entire area of the Sheet, starting from the Valle del Lago to SW, up to the Val Ridanna to the NE. Structural and kinematic analyses of this shear zone show a top to N-NW shear sense, suggesting normal motion, recently interpreted as a folded Early Cretaceous thrust plane.

The metamorphic basement of the Ötztal nappe mainly consists of two micas quartz-feldspar gneiss including banded paragneiss (OZP) and feldspathic paragneiss (OZF), often with a peculiar "migmatitic" aspect (OZE). Garnet mica

schists (OZM), leucocratic orthogneiss (OZT), various types of metabasites as amphibolites (OZA), garnet amphibolites (OZA_a), amphibolic schists (OZA_b) and amphibolites with relics of magmatic textures (OZJ) are also present, together with subordinate quartzites. The banded paragneiss host the sulphide ore bodies (OZZ, with blende and silver galena; phyllitic graphite schists (OZF)) of the San Martino in Monteneve and Val di Fleres mining complex.

The metamorphic basement is covered by a meta-sedimentary succession possibly spanning in time between the Permian to the Triassic. Despite the Alpine deformations and metamorphism, the correlation between these meta-sediments and the corresponding sedimentary formations of the Austroalpine cover of the Northern Calcareous Alps is possible based on similar lithostratigraphic features. The meta-sedimentary cover of the Ötztal outcrops in small strips between the Croda della Cintola, Cime Bianche di Montenevoso, Croda del Massaro and the Erpice Pass around San Martino in Monteneve and along the Fleres Valley in the NE sector of the Sheet, forming the Tribulaun massif and the summit of the Weiss Wand. Original stratigraphic contacts are poorly preserved, both among the various unit and with the underlying basement of the Ötztal nappe, where brittle-ductile shear zones commonly occur. In the Monteneve area, the basal non-conformity between the basement and the overlying cover can be locally observed, in spite of the strong Alpine metamorphism and deformation. The meta-sedimentary cover includes paragneiss and garnet quartzites (OZC), with clear relics of conglomeratic textures (Basal Conglomerate or Val di Fleres Conglomerate Auct.). They are followed by calc-schists and quartzites up to 10 m thick (OZV, Virgloria Formation Auct.). Massive calcite and dolomite marble occur up section (OZW, Wetterstein Dolostone Auct.) with a thin layer of graphite-sericite schists on top (Raibl Auct.), separating these metacarbonates from massive dolomitic marbles (OZD) attributed to the Haupt Dolomite Auct..

The Ötztal nappe shows evidence of at least three distinct orogenic cycles, the Caledonian, Variscan and Alpine one. The oldest event, directly related to the Caledonian orogeny is testified in this area by new U-Pb zircon radiometric ages obtained on the Fleres metagabbro consisting of banded amphibolites (OZG) and biotite-ortogneiss (OZG_a). These meta-intrusive bodies exposed in the Fleres Valley have given radiometric ages between 470 and 480 Ma, which are directly correlated with their crystallization age and consequently with the magmatic activity recorded in other portions of the Ötztal nappe. This early Palaeozoic magmatic event has been related to migmatization recorded in the central and western portion of the Ötztal nappe out of the area.

Four deformational events have been recognized within the Ötztal basement. The D₁ deformation is outlined by pre-D₂ intrafolial structural relics given by cm-scale carbonate boudins exposed around the Vedretta Pendente Mountain Hut in the high Ridanna Valley, in pre-D₂ porphyroclasts, and in the garnet-bearing layering often with amphibole enrichment. The D₂ is responsible for the main regional foliation S₂, given by phyllosilicate preferred orientations developed along the axial planes of isoclinal folds, dipping to NW with a dip

angle of about 50°. This foliation overprints the Fleres metagabbro, suggesting a possible Variscan age of this stage. The S₂ foliation is characterized within the banded gneiss given by biotite + quartz + plagioclase + muscovite + garnet + ilmenite. Syn-cinematic staurolite, now retrogressed into sericite + biotite pseudomorphs occurs within mica schist.

A system of closed to isoclinal asymmetric folds, from which also occur in the meta-sedimentary cover, is characteristic of the D₃ stage. The axial plane foliation is given by phyllosilicates preferred orientation with W-dipping sub-horizontal hinges, which closely match the orientation and style of the D₃ folds observed in the Schneeberg unit. The L₃ lineation developed in the meta-conglomerates together with kinematic indicators suggest a W-NW directed tectonic transport during this stage. The S₃ mylonitic foliation occurring within the meta-conglomerates (OZC) is identified by biotite + white mica + ilmenite + quartz, with syn-kinematic millimetre garnet porphyroblasts in the metapelitic layers to the foliation. Pressure and temperature estimates for the syn-kinematic paragenesis indicate values of about 500-550° C at 0.8-1.0 MPa. New biotite and muscovite Ar/Ar radiometric ages constrain the age of metamorphism between 84 and 90 Ma, suggesting that this stage was coeval with the Late Cretaceous main stage of pre-collisional nappe stacking affecting the central Austroalpine units. A D₄ stage is locally present giving open asymmetric folds with axial planes dipping to NNW.

The Schneeberg unit is exposed along the central part of the Sheet, extending between the Ötztal nappe to the north and the Texel unit to the south. The contact with the Texel unit is given by N-dipping mylonitic layers of quartzite, marble and mica schist, often showing a cataclastic overprint with pseudotachylytes. The contact with the Ötztal nappe shows a mylonitic shear zone up to 20 m thick, often referred as the Schneeberg Normal Fault. The Schneeberg unit has been distinguished thanks to its peculiar lithological composition, due to the presence of garnet and amphibole, often showing large porphyroblastic textures. The unit mainly consists of meta-pelitic rocks including mica schists with garnet porphyroblasts (OSF), locally rich in biotite and with large pluri-centimetre garnets (OSG), and sericite-bearing mica schists with carbonates (OSH) often with amphibole porphyroblasts. Quartzites (OSQ) are widespread along the external portions of the unit, sometimes with characteristic garnet porphyroblasts. Silicate marbles (OSB), calc-schists (OSC), garnet- and amphibole- gneiss and schists (OSD) always with a carbonate fraction also occur in the same position. Amphibolite layers (OSA) with various subtypes are abundant within the entire unit. Biotite-amphibole gneiss (OSW) of probable meta-intrusive origin outcrops above Corvara.

Four deformational have been recognized as well in this unit. The D₁ is poorly preserved and is related to a S₁ foliation given by biotite + white mica + allanite + quartz + rutile, often related to garnet growth. In white mica amphibolites (OSX), the D₁ stage is characterized by a foliation with hornblende + paragonite + muscovite + garnet + rutile + quartz, indicative of P-T conditions corresponding

to the transition between the garnet-amphibolite and the eclogite facies. Available radiometric data on white micas and garnet cores have given ages between 85 and 90 Ma, similarly to what has been obtained in the Texel unit and Ötztal nappe for the peak metamorphism. The D_1 fabrics are strongly transposed by the D_2 event, giving the main foliation of the unit. The S_2 foliation is defined in metapelites by the growth of biotite + white mica + ilmenite \pm kyanite \pm amphibole \pm clinozoisite \pm tourmaline, accompanied by garnet overgrowth along rims and a late to post- D_2 crystallization of biotite, kyanite and staurolite with amphibole (garben schiefer) within garnet- and amphibole-schists and amphibolites. The growth of sillimanite pseudomorphs on sin- S_2 kyanite porphyroblasts has been also observed. The D_3 stage postdates the tectonic coupling of the Schneeberg and Texel units, as suggested by folding of the tectonic contact between the two units. Close to tight folds characterize this event which is also associated to an S_3 cleavage with a mineralogical association given by white mica + biotite + garnet + plagioclase + quartz + ilmenite. The last stage D_4 is developed across the brittle-ductile transition causing the reactivation of the tectonic contacts with the Ötztal and Texel units with the development of cataclastic fabrics.

The Texel unit outcrops in the central southern part of the Sheet; its northern boundary with the Schneeberg unit to the north consists of a mylonitic shear zone and it is limited from the San Leonardo unit to the south by the Passiria-Giovo fault system. The Texel unit includes banded paragneiss (OTP), mica schists (OTM), amphibolite (OTF) with eclogitic relics (OTE), quartzite (OTQ), marbles (OTB), and calc-schists (OTC). Layers of granite orthogneiss (OTL) occur along the N slopes of San Leonardo and along the Plan Valley. At least three distinct ductile deformations occur also in this unit. The D_2 and D_3 phases are very similar to the ones described for the Schneeberg unit, whereas the D_1 unit has different characters, as the two units had a common evolution since the D_2 phase. Mesoscopic structures associated with the first deformation phase D_1 are limited to relics of the S_1 foliation within the S_2 foliation. A compositional layering attributed to the phase D_1 is often preserved in banded paragneiss. Important relics of D_1 fabrics, or even earlier, consist of amphibolites and garnet-amphibolites boudins occurring in mica schists and banded paragneiss. In particular, garnet-amphibolites (Strizzon Saddle and between Moso and Stulles) show mineralogical associations which indicate a retrogression from a previous eclogitic paragenesis, with estimated P-T conditions of 1.1-1.2 GPa and 640-680°C. Radiometric ages obtained in the nearby Merano Sheet constrain the age of this HP metamorphic event around 85 Ma.

The D_2 phases responsible for the development of isoclinal folds associated with a pervasive axial plane foliation (S_2), which represents the dominant planar fabric of the unit. The S_2 foliation dips to NW-NNW in the W sector of the Sheet, progressively rotating clockwise towards the eastern sector, where it dips to the N. D_2 folds develop both at mesoscopic and regional scales; they are evident in folded layers of silicate-marble and calc-schists on the left hydrographic side of the Plan Valley and in the Racines Valley. The syn- S_2 mineralogical association

in metapelites is as follows: biotite + white mica + garnet + staurolite + kyanite taking to P-T estimates of 0.8-0.9 GPa and 650-700° C.

The following D₃ phase deeply affects the unit, interfering with the pre-existing D₂ structures, giving the present structural setting of the Texel unit. The D₃ structures occur at a regional scale as S- or SE-vergent folds, from open to tight, generally asymmetrical, often showing a partial shearing of the southern fold limbs. Axial planes dip to the NW in the W sector (Plan Valley, Moso) with dips ranging between 40° and 60°. Moving towards E, the D₃ structures rotate clockwise, following the tectonic contacts between the units. In the Racines Valley, D₃ folds predominate with N-dipping axial planes at N and WNW plunging sub-horizontal hinges. A marked crenulation cleavage is associated with the D₃ folds especially in mica schists. The cleavage is given by the re-orientation of S₁ and S₂ micas. The D₄ ductile deformations are limited and do not significantly participate in the current structural setting of the Texel unit. There are represented by open folds with metric to decametric wavelengths, more common in the E sector of the Sheet. These folds have sub-vertical axial planes and horizontal E-W trending hinges.

The S. Leonardo unit forms the SE corner of the Sheet in the footwall of the Giovo Line, to the south of the Texel unit. The unit is crosscut by the northern tip of the Passeier Fault to the west, a late Cenozoic NNE-SSW left-lateral strike-slip fault running along the Passeier Valley. The unit mainly consists of banded paragneiss resulting from retrogressed garnet-staurolite gneiss (OJP) with intercalations of granite-derived orthogneiss (OJO), often showing large feldspar porphyroclasts (OJF). In the SE area of the Giovo Pass, the paragneiss is associated with mica schists (OJM). Quartzite layers also occur (OJQ). Four deformation events have been recognized in this unit with the main event D₂ responsible for the regional NW- or SE-dipping foliation developed in amphibolite facies conditions and identified by the following mineralogical association present in banded paragneiss and mica schists: white mica + biotite + garnet + kyanite + staurolite. The subsequent D₃ event is related to the formation of a system of subhorizontal E-W to ENE-WSW trending S-verging folds. This stage is associated with a marked greenschist-facies retrogression of previous mineral associations. WSW-ENE trending open to gentle folds mark the D₄ deformation. Available radiometric ages of the mineral developed along the D₂ regional have given pre-Alpine ages, entirely attributed to the Variscan cycle.

In addition to the main shear zone bounding the Ötztal, Schneeber and Texel units, the SE corner of the San Leonardo Sheet is crossed by the Giovo Line extending out of the area of this map. The Giovo Line is a complex and polyphaser fault system, dipping to NW at medium angle with an ENE-WSW strike, which extends from San Leonardo to Vipiteno for about 20 km, between the Brenner line to the N and the Passeier Fault to the south.

The line is characterized by a continuous strip of mylonites (OJJ) developed within the footwall banded paragneiss and mica schist of the San Leonardo unit. Mylonitic quartzite and marble also occur along the shear zone to the north of the

Giovo Pass along the upper Giovo Valley. Deformed pegmatites with lineations parallel to the ones of the mylonites outcrop along the line around Valdina. The Giovo line mylonites show a complex polyphase evolution. The oldest ductile stage is given by a W-SW dipping foliation with a mineral stretching lineation given by quartz and biotite aggregates. S-C structures and asymmetric porphyroclasts suggest a top-to the SW normal/left lateral motion occurring at T around 500°. In addition, N-NW dipping high-angle mylonites exposed around Valdina, testify to a dextral shear on subhorizontal lineations partially occurring in brittle conditions and related to a NW compression linked to the activity of the Periadriatic Line. Dextral transpression is followed by a brittle reactivation with oblique normal/left lateral and a pure left-lateral shear sense giving thick bands of foliated cataclasites with pseudotachylytes, which show a kinematic affinity with the late Cenozoic Passeier Fault tipping off just north of San Leonardo.

The line has been variously interpreted as the southern continuation of the Brenner Fault, due to similar structural and kinematic aspects. Other authors promote a different interpretation, considering the Giovo line as a Cretaceous normal fault, subsequently folded, along which the Austroalpine units with Variscan metamorphism were juxtaposed on top of the units affected by significant Alpine metamorphism.

Several minor faults related to the recent evolution of the area occur in the map area. They mainly trend between N-S and NNE-SSW with a normal to left-lateral kinematics, crosscutting the major tectonic boundaries between the described units. Another set of large continuous but less frequent faults strikes ESE-WNW and shows a normal motion. The seismic activity of the area is characterized by shallow (< 13 km depth) low-magnitude (< 3.6 MI) earthquakes with transtensional fault plane solutions.

The Quaternary deposits outcropping in the San Leonardo Sheet were framed into three stratigraphic units bounded by unconformity (UBSU), with synthetic rank. Minor rank units were further distinguished in some of them (Fig. 82).

The Caldaro Synthem (Pleistocene sup. *p.p.*) comprises deposits found only in the Passiria Valley, in the subsurface of the St. Leonhard in Passiria village. These are alluvial deposits consisting mainly of gravel and pebbles formed before the Last Glacial Maximum. These deposits testify to a refilling phase of the Passiria Valley, with a valley floor ~50-60 m higher than today, which is joined by the Valtina stream fan. During the last glacial event culminating in the Last Glacial Maximum (LGM), the entire area of the Sheet was in an accumulation zone and the glacier surface exceeded approximately 2300-2500 m above sea level, leaving uncovered only the highest peaks and mountain ridges.

The Garda Synthem (Upper Pleistocene) consists of deposits formed during the uplift, maximum expansion and withdrawal phases of local valley glaciers during the LGM. The main unit consists of till deposits up to 100 m thick. This unit consists of three subsythem: the Malga Fontana Bianca Subsythem in the Passeier basin and the Fleres and Val Ridanna Subsythem in the Fleres and

Ridanna basins, respectively. All three subsystems comprise glacial deposits referable to the main Pleistocene withdrawal phases, which are documented almost everywhere, but especially in the cirque areas and in the highest parts of the valleys. In the other valley sectors, the documented glacial traces are more fragmentary and deposits can often be confused with pleniglacial ones. In Val Ridanna, a further subsystem has been distinguished, the Maso Gasse subsystem, which comprises an accumulation of landslide blocks that obstructed the valley from Ridanna to Mareta (out of Sheet). The landslide accumulation has been indirectly dated to more than 13,000 years.

The Postglacial Alpine Synthem (PTG) (Upper Pleistocene *p.p.* - Holocene) formed after the local LGM expansion. It includes different kinds of deposits. In the Ridanna Valley, upstream of the landslide mapped in the Maso Gasse subsystem, there are terraced lake deposits, the sedimentation of which began at least 12,000 to 12,700 years ago. This ancient lake extended as far as Masseria, with a surface area of almost 2 km². Large landslide that created dam lakes are also known in other localities. In the upper Passiria Valley, near Corvara in P., the Ganda landslide created a dam lake known from historical times, which overflowed several times, flooding the valley as far as Merano. Two other ancient landslide accumulations are in the Racines Valley, both of which are remodelled and partially covered by recent deposits. The one above the locality of Colle has created a small dam lake. The distribution of large rock landslides and extensive large-block debris flows seems to be linked to the high steepness of the slopes, but above all to predisposing conditions created by the fractured state of the rock masses and the unfavourable arrangement of the main schistosity (rockfall slopes). The Passiria Valley and to a lesser extent some confluent valleys are characteristic in this regard. In addition, the presence of entire slopes involved in Deep Gravitational Slope Movement (DGSM) is to be highlighted: DGSM and large rock landslides also involving the overlying loose material cover affect almost 20% of the Sheet surface.

Deposits referable to slope dynamics, debris flow and snow avalanche processes, developed already in the postglacial period, but with a strong imprint in the present and recent period. We find them throughout the whole area of the Sheet, with a greater concentration on the lower part of the slopes. Many C-14 dates are available for depositional systems such as debris-flow conoids or those of mixed origin, but also for alluvial deposits of minor valleys: this is a new element in the improvement of our knowledge of the Holocene in this predominantly high mountainous area.

At present, glaciers occupy about 3.5% of the area of the Sheet, but there are many traces that testify larger extend of glaciers in recent times, namely more than two and a half times the current extent. It occurred during the period known as the Little Ice Age (LIA) and culminated around 1850. Inside the PTG there is also the Amola Subsynthem (ca. 16th c. - present) which includes mostly glacial deposits, but also slope and other deposits. The maximum position reached by the glaciers during the LIA has been reconstructed. At the outlet

of the Erpice Valley, two C-14 dates indicate that the advance of the “Vedretta Piana” glacier occurred on an area with vegetation, including small trees, that developed in a warm phase prior to the LIA, known as the “Medieval Warm Period” (9th-13th centuries). Within the Amola Subsynthem, a minor informal unit has been distinguished, referred to as the “post Little Ice Age unit” (UPP), within which we mapped all deposits posterior to the peak phase of the LIA. These are glacial deposits, but also slope, debris-flow and mixed deposits. We reconstruct the post-LIA evolution of the main glaciers, in particular that of Malavalle glacier (Übeltalferner), which has been strongly retreating in recent decades.

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

POST-GLACIAL ALPINE SYNTHEM (PTG)

Gravel, sometimes with boulders, sands, silts, horizontally or cross-stratified (alluvial deposits). Silt, sand, peat, also intercalated with each other, with horizontal stratification (swamp and lake deposits). Matrix- and clast-supported diamicton, massive or with intercalations of poorly sorted gravels and sands (debris-flow and mixed origin deposits). Clast- and/or matrix-supported diamicton, with clasts and boulders, even metric in size, of local (gravitational accumulations) or catchment (ablation till) provenance. Partially open-textured to clastic, rarely matrix-supported gravels, with angular elements of local provenance (slope and crionival deposits), locally of large size (block slope deposits). Sandy gravels and blocks, sometimes silty (anthropogenic deposits). Upper boundary coinciding with the topographic surface. Thickness: 1-100 m approx.

Upper Pleistocene p.p. - Present

AMOLA SUBSYNTHEM (PTG₁)

Massive, clast- and/or matrix-supported diamicton (ablation and undifferentiated till). Clast and/or matrix-supported diamicton, massive or with intercalations of poorly selected gravels and sands (debris-flow deposits and of mixed origin). Gravels, sometimes with boulders, sands, horizontally or cross-stratified (alluvial and fluvioglacial). Matrix-supported diamicton, boulders, gravels and sands, silts, horizontally stratified (glaciolacustrine and ice-contact deposits). Sands and silts, sometimes with peaty intercalations (lacustrine and swamp). Heterometric boulders, also metric in size, of local origin (gravitational accumulations). Gravel with a partially open to open texture, with angular

elements of local provenance (slope deposits). Deposits characterised by absent or up to approximately 5-8 cm thick soil, lichen and grass cover from absent to moderate. Upper boundary coinciding with the topographic surface, lower boundary unconform to PTG or to SGD₈, SGD₂₇ and SGD₂₈. Thickness: approx. 1-70 m

Upper Holocene p.p. - Present

POST LITTLE ICE AGE UNIT (UPP)

Massive clast- and/or matrix-supported diamicton (ablation till and undifferentiated till), sometimes very abundant (lodgment till). Massive clast- and/or matrix-supported diamictons; gravels and sands poorly selected (deposits of mixed origin). Gravels, sometimes with boulders, sands, silts, with horizontal or cross stratification (fluvioglacial deposits). Horizontally stratified gravels, sands, silts, with subordinate diamicton (glaciolacustrine deposits), sometimes with peaty intercalations (lacustrine and swampy deposits). Gravels and boulders with a partially open to open texture, with angular elements of local origin (slope deposits). Deposits characterised by absent soil and generally absent lichen cover. Deposits characterised by absent soil and generally absent lichen cover. Upper boundary coinciding with the topographic surface, lower boundary unconform to PTG and PTG₁. Thickness: approx. 1-50 m.

Approx. Mid - 19th Century - Present

GARDA SYNTHEM (SGD)

Massive diamictons, supported by a silty-sandy matrix, with polished, faceted and sometimes striated heterometric clasts, densely to very densely packed (lodgment till). Massive matrix-supported diamictons, with clasts subangular to rounded (ablation and undifferentiated till). Upper boundary coincident with the surface topographic or unconform with SGD₈, SGD₂₇, SGD₂₈, SGD₂₉ and PTG, erosional lower boundary with bedrock or unconform to CLD. Thickness: 1-100 m approx.

Upper Pleistocene p.p.

MASO GASSE SUBSYNTHEM (SGD₂₉)

Massive clast- and subordinate matrix-supported diamicton; heterometric boulders with large blocks; blocky rock masses variously fractured, of multi-decametric dimensions; rare dolomitic breccias (old landslide accumulation). Upper boundary coinciding with the topographic or with PTG, lower limit buried or erosive with SGD. Thickness: 1-200 m approx.

Upper Pleistocene p.p.

RIDANNA VALLEY SUBSYNTHEM (SGD₂₈) - (*Ridanna Creek basin*)

Massive matrix- and/or clast-supported diamicton, subangular to rounded (undifferentiated and ablation till). Massive diamicton, supported by abundant silty-sandy matrix, with faceted clasts polished and sometimes striated, densely

to very densely packed (lodgment till). Upper boundary coinciding with topographic surface or unconform with PTG or PTG₁, erosional lower boundary with bedrock or unconform to SGD. Thickness: 1-70 m approx.

Upper Pleistocene p.p.

FLERES VALLEY SUBSYNTHEM (SGD₂₇) - (*Fleres Creek basin*)

Massive diamicton, generally matrix-supported, with subangular to rounded clasts (undifferentiated and ablation till). Massive diamicton, supported by abundant silty-sandy matrix, with faceted, polished and sometimes striated clasts, generally densely packed (lodgment till). Coarsely stratified or massive gravels and sandy gravels, sometimes poorly sorted, massive matrix-supported diamicton, with both angular and subangular clasts of local origin and rounded clasts (deposits of mixed origin). Upper boundary coinciding with the topographic surface or PTG, erosional lower boundary with bedrock or unconform to SGD. Thickness: 1-70 m approx.

Upper Pleistocene p.p.

MALGA FONTANA BIANCA SUBSYNTHEM (SGD₈) - (*Passirio River basin*)

Massive matrix- and/or clast-supported diamicton, subangular to rounded (undifferentiated and ablation till). Massive diamictons, supported by abundant silty-sandy matrix, with faceted clasts polished and sometimes striated, densely to very densely packed (lodgment till). Massive and/or stratified diamicton matrix-supported, massive or coarsely stratified sands and gravels (ice-contact deposits). Upper boundary coincident with topographic surface or unconform with PTG or PTG₁, lower boundary erosional with bedrock or unconform to SGD. Thickness: 1-80 m approx.

Upper Pleistocene p.p.

CALDARO SYNTHEM (CLD) - (*Passirio River basin*)

Coarsely stratified pebbly gravels, with subordinate levels or lenses of sands or gravelly sands (alluvial deposits). Upper bounda unconform with SGD and/or SGD₈, lower boundary buried. Thickness: at least 60 m.

Upper Pleistocene p.p.

AUSTROALPINE SYSTEM

MAGMATIC INTRUSIVE BODIES

POPHYRITIC DYKES, OCCASIONALLY FOLIATED (f_p)

Dykes with massive or foliated texture, sometimes porphyritic due to the occurrence of amphibole and biotite statically grown. Mineralogy is given by plagioclase, amphibole, quartz and biotite. Epidote, chlorite and rare garnet (Cima del Lago Nero) occur as accessory phases. The dykes crosscut the regional

foliation of the Ötztal polymetamorphic basement and extend from a few meters up to a few hundred meters.

Permian?

PEGMATITES (**OGA**)

Pegmatitic dykes and lenses, up to 10 m thick, coarse grained and variably foliated. They are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, muscovite, biotite, garnet, tourmaline. Locally (Valmingtal, Forcella Zermedo) prismatic megacrysts of beryl and spodumene (up to 20 cm long) occur.

Permian - Triassic?

ÖTZTAL NAPPE

Permian-Mesozoic sedimentary succession with Alpine metamorphism

DOLOMITIC MARBLES (**OZD**)

Dolomite marble with gray or, more rarely, whitish color. Foliate to massive texture, sometimes with a saccharoid aspect. The thickness, estimated on the southern side of the Tribulaun, is over 300 m. The mineralogy is given by dolomite, rare calcite and light mica (“Dolomia Principale Austroalpino” Auct.). On the SW wall of the Tribulaun there is a level 5-10 m thick at the base of the dolomitic marbles composed of philladic schists, quartz schists and carbonate schists of a leaden gray color. Inside they are also recognizable yellowish lenses of impure dolomitic marbles (“Raibl” Auct.).

Carnian? - Norian?

CALCITE, DOLOMITE MARBLES (**OZW**)

Calcite and dolomite marbles, occasionally with silicates, whitish or light gray in color. At the base it is almost always present (Val di Fleres) a layer of impure calcite marble (1-2 m thick) with foliate texture. Above this dolomite marbles prevail, with a subordinate calcite fraction, characterized by the original stratification still clearly visible (south wall of the Tribulaun). The thickness is between 350 and 400 m. (“Dolomia del Wetterstein” Auct.).

Ladinian - Carnian?

QUARTZITES, QUARTZ SCHISTS AND CALCSCHISTS (**OZV**)

Quartzites and quartz schists of whitish or yellowish color, fading to calcschists of yellowish to light brown color. Texture from schistose to mylonite (Rocce Bianche del Massaro). They consist of: calcite, quartz, plagioclase, muscovite, phlogopite and chlorite. They form a discontinuous band, 2-3 m thick, between the overlying DOLOMITE MARBLES (OZW) and PARAGNEISSES AND GARNET QUARTZITES (OZC). At the Forcella di Fleres gray quartzites emerge (20-30 m thick) with a massive to slightly foliated texture, consisting mainly of quartz and white mica. (“Virgloria Formation” Auct.).

Anisian

PARAGNEISSES AND GARNET QUARTZITES (OZC)

Paragneisses and quartzites, gray to greenish in color and medium-fine grained. The texture varies from gneissic to mylonitic. Characteristic feature is the presence of clasts formed by quartz or other lithologies such as gneiss, granite and garnetites. The original stratification marked by layers with variable abundance of clasts is visible locally (Lago Nero of Schneeberg, Passo dell'Erpice). The main minerals in the outcrop are: quartz, biotite, plagioclase, white mica, garnet and pyrite (Rocce Bianche del Massaro). Thickness 10-20 m. ("Basal Conglomerate" Auct.).

Permian?

ÖTZTAL NAPPE

Polymetamorphic basement (Variscan and Alpine metamorphism)

BANDED PARAGNEISSES (OZP)

Paragneisses with banded mesoscopic texture, given by the alternation of quartz-feldspar layers and phyllosilicates rich layers. Gray or light gray in color, they often appear with a rusty appearance on the outcrop. The grain size is medium or fine. Common constituents are quartz, plagioclase, biotite and white mica. Garnet, epidote and chlorite are locally visible. Garnet porphyroblasts are millimetric in size, occasionally centimetric in size, close to the sulfide mineralized layers of the Val Lazzago and San Martino in Monteneve. Sericite aggregates are sometimes recognized, as pseudomorphs on staurolite porphyroblasts (Valle del Tumulo).

Fine grained biotite paragneiss (OZP_a): two micas paragneisses with gneissic texture and fine grained. Biotite prevails on white mica, rare garnet in 1-2 mm size porphyroblasts. Chlorite and epidote are common accessory phases.

FELDSPAR PARAGNEISSES (OZF)

Banded paragneisses, including layers with "augen" texture. Mineralogy is given by: plagioclase, quartz, biotite, white mica, garnet and chlorite. Tourmaline, apatite and zircon are frequently present in ancillary quantities. The "augen" appearance is given by porphyroclasts formed by aggregates of quartz, plagioclase, garnet and micas wrapped by the main foliation, consisting of biotite and subordinate white mica. On the Dosso del Bersaglio (Valle del Tumulo) pseudomorph sericite aggregates on staurolite porphyroblasts may be observed.

GARNET MICASCHISTS (OZM)

Micaschists of silvery gray color, with white mica more abundant than biotite; quartz layers and lenses are ubiquitous. The main minerals are white mica, quartz, biotite, garnet and plagioclase. Chlorite and tourmaline are occasionally present. Centimeter-sized lenses and layers made up almost entirely of aggregates of millimetric garnets are present in the mica schists emerging at the base of the SE side of the Cima del Lago Nero.

PHYLLITIC MICASCHISTS (OZL)

Fine grained micaschists with a silvery-gray color, characterized by a pervasive foliation on a millimeter scale. The sericite mica is the main mineralogical component, followed by quartz, biotite, plagioclase, chlorite and rare garnet porphyroblasts with dimensions of more than a few millimeters. Chlorite and opaque minerals are present in accessory quantities. They outcrop only to the SE of the mountain hut Biasi al Bicchiere.

GRAPHITE PHYLLITIC SCHISTS (OZH)

Layers of phyllitic graphite schists of lead-gray or black color outcropping near the MINERALIZED SULFIDE LAYERS (OZZ), at the Kaindl Fork. They consist of sericite mica, biotite, quartz, graphite, and carbonates. Garnet is present in millimeter crystals. There are centimeter thick lenses containing sulfides and oxides.

QUARTZITES (OZQ)

Medium to fine grained layers predominantly composed of quartz are found within the BANDED PARAGNEISSES (OZP). The color varies from light gray to whitish with a massive to foliate texture. They consist of quartz, white mica and plagioclase. Biotite, chlorite, rutile, ilmenite, apatite and zircon appear locally in minor quantities.

HETEROGENEOUS BANDED GNEISSES (OZE)

Banded gneisses with heterogeneous chemical composition characterized by the widespread presence of garnet, amphibole and manganeseiferous clinozoisite. Mineralogy is given by: plagioclase, quartz, biotite, white mica, garnet. Amphibole, clinozoisite, carbonates and chlorite are present locally. Apatite and zircon commonly appear as accessory phases. Characteristic feature is the presence of lenses and nodules composed of calcium carbonates and silicates (calcite, quartz, diopside, clinozoisite, garnet, titanite) surrounded by Ca-rich gneisses (containing clinozoisite, amphibole, calcium plagioclase, ± garnet) of peculiar pink color.

Gneisses with pseudomorphs on staurolite (OZE_a): in the layers with pelitic composition, pseudomorph sericite aggregates form on staurolite porphyroblasts, up to 1-2 cm in size.

LEUCOCRATIC, WHITE MICA ORTHOGNEISSES (OZB)

Medium grained granite orthogneisses, equigranular. They rarely show an “*augen*” appearance due to the presence of K-feldspar porphyroclasts. They consist of quartz, plagioclase, white mica, K-feldspar, biotite, chlorite. Apatite, zircon, tourmaline and rare epidote are present in accessory quantities. They are abundant in Alta Val Ridanna and in Valle del Tumulo. Layers of orthogneisses, with aplitic texture and white color, are present near the Cima del Prete and in the valley between Il Bicchiere and Cresta Rossa.

AMPHIBOLITES (OZA)

Amphibolites with banded or massive texture, medium or medium-fine grained, with variable modal ratios between the mineral phases' constituents. Where present, the banded texture is identified by layers rich in amphibole-biotite or plagioclase.

Garnet amphibolites (OZA_a): amphibolites in which the garnet, although recognized in thin section in almost all amphibolites, is also macroscopically visible as porphyroblasts of millimeter size, and occasionally up to 1-2 cm.

Gneiss and amphibole schists (OZA_b): layers of amphibole gneisses characterized by static growth of prismatic amphiboles on the main foliation. They are frequent within HETEROGENEOUS BANDED GNEISSES (OZE) or at the contact of BANDED PARAGNEISSES (OZP) (mountain hut Cremona alla Stua).

AMPHIBOLITES BEARING MAGMATIC RELICS (OZJ)

Amphibolites with gneissic or banded texture given by the alternation of amphibole- or plagioclase-rich layers. We recognize elongated lenses with a mafic composition (Valle del Tumulo), probably derived from mafics enclaves.

FLERES METAGABBRO (OZG)

Composite intrusive body ("Gabbro di Fleres" Auct.) with an extension of about 2.5 km² made up of amphibolites, amphibole gneisses and banded amphibolites that preserve magmatic relics, including elongated mafic enclaves, pegmatoid pockets and grain size variations. Banded amphibolites constitute the prevalent lithofacies. They are composed of amphibole, plagioclase, garnet. Epidote, rutile, titanite and chlorite are locally recognized.

Biotite orthogneisses (OZG_a): layers and boudins with sub-euhedral garnet porphyroblasts with size ranging from a few millimeters to 2 centimeters. The texture is gneissic, rarely "*augen*". Quartz, plagioclase, biotite, epidote are commonly recognized. Chlorite, white mica and K-feldspar are present only locally and in accessory quantities. This lithology is associated to amphibolites (OZG). U-Pb dating on zircon indicate an age of intrusion of 470-480 Ma.

METADIORITES AND AMPHIBOLITES AT BICCHIERE (OZU)

Metadiorites form a homogeneous body at the hill close to the mountain hut G. Biasi al Bicchiere. The texture is gneissic. Relics of magmatic textures such as mafic enclaves inclusions, sometimes angular, are well recognizable. The grain size is medium. On the outcrop we can recognize amphibole, plagioclase, quartz and garnet.

Banded amphibolites and massive amphibolites (OZU_a): this facies, characterized by a banded or massive texture, appears at the boundaries of the main body of amphibolites, in layers up to 70-80 cm thick, composed almost entirely of hornblende.

MINERALIZED SULFIDE LAYERS (OZZ)

Layers and lenses, meter or decimeter thick, concordant with the main foliation of the BANDED PARAGNEISSES (OZP). They display a very variable lateral continuity. Both the gangue facies, consisting of tremolite-anthophyllite fels with biotite, garnet, plagioclase, white mica, cummingtonite, calcite and sulfides, and the actual mineralizations are grouped in this lithotype. The latter are mostly identified by massive, mineralized layers containing: galena, blende, pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, arsenopyrite, magnetite and other accessory phases.

MONTENEVE (SCHNEEBERG) UNIT**SERICITIC MICASCHISTS (OSR)**

Medium to fine-grained sericite micaschists (phyllitic micaschists and "plumbei" micaschists" Auct.). Gray in color. Abundant garnet porphyroblasts, pre- to synkinematic with respect to the main foliation. Garnet commonly occurs in idiomorphic crystals (frequently with rhombododecahedral habit), sub-centimeter in size, rarely up to 2 cm (Belprato, Valle del Lago). Mineralogy consists of: white mica, biotite, quartz, plagioclase, garnet, staurolite and kyanite, plus accessory phases. In the Vall del Lago (Seebertal) sillimanite is also present.

MICASCHISTS WITH GARNET PORPHYROBLASTS (OSF)

Medium to coarse-grained micaschists, characterized by the ubiquitous presence of garnet porphyroblasts, from pre- to synkinematic with respect to the main foliation, with centimetric dimensions (up to 4-5 cm). Biotite is more abundant than in SERICITIC MICASCHISTS (OSR). Locally they fade into quartz schists, always with abundant garnet. Sometimes (San Martino in Monteneve, Corvara in Passiria) also dark green to black amphibole porphyroblasts appear as elongated prisms, statically grown on the planes of the main foliation.

BIOTITE MICASCHISTS WITH GARNET MEGACRYSTS (OSG)

Very coarse-grained micaschists, containing garnet porphyroblasts with rhombododecahedral habit and diameter up to 20 cm. The texture is locally mylonitic, with garnets syn-kinematic to the main foliation. They consist of biotite, garnet, white mica, quartz, plagioclase and staurolite. Kyanite, sillimanite, amphibole, titanite and rutile are commonly present as accessory phases. They crop out in a single band about 150 m thick at the head of the Valle del Lago (Seebertal). Lenses of smaller extension are also present on the hydrographic left side of the Valle del Lago.

CARBONATE MICASCHIST (OSH)

Gray to greenish micaschists, medium-fine grained, except for the presence of post-kinematic amphiboles in elongated prismatic crystals on the planes of

the main foliation. They gradually fade to the CALCSCHISTS (OSC) with the variation of the modal abundance of carbonates. Amphibole, biotite, white mica, quartz, calcite, plagioclase and garnet are macroscopically visible, the latter present in porphyroblasts of millimeter size, from pre- to syn-kinematic with respect to the main foliation.

QUARTZITES (OSQ)

White or gray quartzites, medium to fine grained, bearing 1-2 cm garnet porphyroblasts. They locally fade to quartz schists due to an increase in volume of white mica. The texture is schistose, with the foliation identified by white mica and quartz with preferential shape orientation. Biotite and plagioclase frequently occur. Plagioclase is present as poikiloblasts syn-kinematic to the main foliation.

Garnet Quartzites (OSQ_a): bands of quartzites characterized by the presence of ellipsoidal layers and lenses formed by aggregates of garnet with a maximum size of a few millimeters. They outcrop at Masseria, in Val Ridanna, and throughout the Val Lazzago near the tectonic contact between the unit of Tessa and the unit of Ötztal.

AMPHIBOLITES (OSA)

Dark green amphibolites, medium grained, with foliated texture, rarely with a compositional layering made by alternating amphibole-rich or quartz-feldspar rich layers. At the contact with the micaschists it is frequent the presence of elongated prismatic amphiboles arranged in “sheaves” on the schistosity planes (“Garbenschiefer” Auct.).

Garnet amphibolites (OSA_a): Medium-grained garnet amphibolites, characterized by the presence of cm-sized porphyroblasts of garnet, amphibole and biotite. Sometimes the porphyroblasts of amphibole and biotite form a well-developed mineralogical lineation.

Carbonate amphibolites (OSA_b): Banded amphibolites with carbonates (calcite and Mg-calcite) present in variable quantities. They typically show large cavities due to the partial dissolution of the carbonate component on the surface.

WHITE MICA AMPHIBOLITES (OSX)

Amphibolites of light green-gray color and banded texture. A characteristic feature is the presence in variable quantities of white mica (paragonite) in crystals a few millimeters in size, visible on the planes of the main foliation. The mineralogy is complex, given by: amphibole, plagioclase, quartz, biotite, white mica, ankerite and garnet plus accessory phases. They crop out in the Valle del Lago (Monte Scabro) only.

GARNET, AMPHIBOLE GNEISSES AND SCHISTS (OSD)

Gneisses and schists with centimeter sized porphyroblasts of garnet and amphibole, fading to common amphibolites where amphibole is more abundant. The texture varies from schistose to gneissic, where the quartz-feldspar

component is more abundant. A characteristic feature is the presence of prismatic amphiboles arranged in “sheaves” on the planes of the main foliation. The garnet porphyroblasts, with rhombododecahedral habit, occasionally reach dimensions larger than 10 cm (Valle del Lago, Monte dei Granati). The main minerals are garnet, amphibole, quartz, plagioclase, white mica, and biotite. Epidote, titanite and calcite are present as accessory phases.

BIOTITE, AMPHIBOLE GNEISSES (OSW)

Gneiss consisting of amphibole, plagioclase, biotite, quartz. Garnet, titanite, (clino) zoisite and epidote are sometimes present in accessory quantities. The color varies from dark green to gray-green, the grain size is fine, and the texture is gneissic. There are layers and lenses with a mafic composition (amphibole > 60% by volume), interpreted as mafic enclaves in the magmatic protolith.

SILICATE MARBLES (OSB)

Medium-grained impure calcite marbles, with a variable texture from massive to mylonitic. There are millimeter-thick layers composed of silicates, among which white mica, chlorite, (clino) zoisite and tremolite are macroscopically recognized. Locally, layers contain graphite (Plan Hutte).

CALCSCHISTS (OSC)

Calcschists varying in color from whitish to light brown, with silicates in layers ranging from millimeter to centimeter in thickness. Mineralogy is given by quartz, white mica, chlorite, titanite, plagioclase and locally epidote and amphibole. The presence of diopside and biotite is rare (Valle del Lago, Monte Scabro).

TESSA (TEXEL) UNIT

Polymetamorphic basement

BANDED PARAGNEISSES (OTP)

Paragneisses with a banded texture determined by the alternation of layers mainly composed of quartz-feldspar and phyllosilicates layers (white mica and biotite). The grain size is medium or fine. Common constituents are quartz, plagioclase, biotite, clear mica. Garnet, staurolite, kyanite, tourmaline and chlorite are present only locally. Paragneisses are more frequently dominated by biotite and only occasionally show two micas. The foliation is parallel to the compositional bands. Garnet, staurolite and kyanite are characteristic minerals observed in thin section, rarely in the outcrop.

MICASCHISTS (OTM)

Silvery micaschists, medium grained, composed of quartz, white micas (muscovite and subordinate paragonite), plagioclase and biotite in variable

quantities. The characteristic minerals are represented by garnet, staurolite and kyanite which, with some exceptions, are not evident macroscopically. Locally they show a plagioclase main post-foliation static growth, plurimillimetric in size. Sometimes the main foliation is intensely crenulated, giving the mica schists a characteristic appearance.

Quartz micaschists (OTM_a): they constitute a variety rich in quartz of the previous ones. There are tourmaline crystals with acicular habit and dimensions up to centimeters arranged on the planes of the main foliation.

QUARTZITES (OTQ)

Fine-grained, from white to gray in color. The texture is schistose, less frequently massive, depending on the abundance of micas (white mica, biotite) that mark the foliation. Plagioclase, chlorite and occasionally garnet are observed on the outcrop.

GRANITE ORTHOGNEISSES (OTL)

Granite orthogneiss with prevalent biotite associated with less frequent leucocratic muscovite orthogneiss. Occasionally cm-sized K-feldspar porphyroclasts are present (Plan Valley). The texture is typically gneissic, “*augen*” in places. The abundance of white mica is always lower than that of biotite and locally completely absent.

AMPHIBOLITES (OTF)

Dark green amphibolites, in places with gneissic texture given by the alternation of plagioclase- or amphibole-rich layers. Occasionally carbonate is present. Two distinct lithologies can be resolved:

Garnet amphibolites (OTF_a): in layers and boudins with sub-euhedral garnet porphyroblasts ranging in size from a few millimeters to 2 centimeters.

Biotite amphibolites (OTF_b): amphibolites with abundant biotite, both in the matrix and in the form of porphyroblasts.

GARNET AMPHIBOLITES WITH ECLOGITE RELICS (OTE)

Amphibolites with relics of mineralogical assemblages of eclogitic facies given by garnet, sodium clinopyroxene, zoisite, titanite, phengitic white mica, amphibole. They are present as layers or boudins of meter-size dimensions embedded in AMPHIBOLITES (OTF). Typical display a banded texture, given by the alternation of layers rich in clinopyroxene (partially replaced by symplectites of amphibole and plagioclase) and layers of garnet and amphibole, the latter inequigranular and associated to cm-sized porphyroblasts of sub-euhedral garnet, pre-kinematic with respect to the main foliation (Moso in Passiria, Gomion, Giogo Strizzon).

SILICATES MARBLES (OTB)

Calcite and dolomite marbles, white to yellowish in color, medium to fine

grained, rarely saccharoid. White mica, phlogopite, (clino)-zoisite, amphibole, quartz and chlorite may appear. The silicates are normally concentrated in layers of millimeter thickness or, more rarely, dispersed in the carbonate matrix.

CALCSCHISTS (OTC)

Calcschists and subordinate impure calcite marbles, fine grained, yellowish to light brown in color. They show easy parting along the planes of the schistosity. They are composed of calcite, white mica and chlorite, sometimes with macroscopically visible zoisite and amphibole. Diopside and biotite have only been observed occasionally (Monte Scabro in Valle del Lago).

S. LEONARDO (ST. LEONHARD) UNIT

Polymetamorphic basement with metamorphism of prevailing Variscan age

BANDED PARAGNEISSES (OJP)

Banded paragneisses, characterized by the alternation of quartz-feldspar layers rich in biotite (and/or white micas) and mica poor layers. They are mostly biotite rich, occasionally show two micas. The grain size is medium or fine. Common constituents are quartz, plagioclase, biotite, white mica, garnet, staurolite and chlorite. Kyanite and tourmaline are only rarely visible in outcrop. The main foliation is parallel to the compositional bands, and it is identified by biotite and white mica. Garnet and staurolite are in most cases retrogressed to chlorite and sericite.

MICASCHISTS (OJM)

Silvery gray micaschists, medium grain sized, consisting of quartz, biotite, white mica, plagioclase, garnet, staurolite, kyanite and tourmaline. The characteristic minerals are represented by garnet and staurolite and less often by kyanite; with some exceptions, they are not well visible macroscopically, especially kyanite. Locally they show a static growth of ocellar plagioclase. Locally they fade to quartz micaschists.

QUARTZITES (OJQ)

Light gray to whitish quartzites, medium-grain sized, characterized by planar schistose texture. They consist of quartz, white mica and chlorite. They crop out locally in layers of meter to decameter thickness.

ORTHOgneisses WITH FELDSPAR PORPHYROCLASTS (OJF)

Medium-coarse grained granite orthogneisses, characterized by feldspar (sometimes plagioclase) porphyroclasts of 3-5 cm. They are composed by quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, white mica and chlorite.

GRANITE ORTHOGNEISSES (OJO)

Medium grained orthogneisses, locally coarse, with a gneissic “*augen*” texture. They are composed by quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, white mica and chlorite. K-feldspar is preserved as porphyroclasts up to 2 cm in size.

MYLONITES OF THE GIOVO LINE (OJJ)

Mylonites, protomylonitic paragneisses and mylonitic quartzites are recovered along the shear zone of the Giovo line. Given the intense degree of deformation, the protolith is sometimes not recognizable. Typically, the mylonite texture is characterized by fine grain size, and the foliation is marked by white mica, chlorite and quartz. Chloritized garnet porphyroclasts are recognized in mica-rich layers.

LITERATURVERZEICHNIS

- AA.VV. (1971) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 04 "Merano"*. Servizio Geologico d'Italia.
- ABELE G. (1974) - *Bergstürze in den Alpen- ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen*. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, fasc. 25, 231 pp., 3 carte e 4 tabelle, Monaco.
- ADAMI C., JUSTIN VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1964) - *Ricerche petrografiche sulle formazioni scistoso-cristalline affioranti fra Val Ridanna e Val Racines (Alto Adige)*. Rend. Soc. Min. It., **20**: 3-23.
- AGLIARDI F., CROSTA G.B. & ZANCHI A. (2001) - *Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics*. Engineering Geology, **59**: 83-102.
- AGLIARDI F., CROSTA G.B., ZANCHI A. & RAVAZZI C. (2009a) - *Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy*. Geomorphology, **103/1**: 113-129. doi:10.1016/j.geomorph.2007.09.015
- AGLIARDI F., ZANCHI A., CROSTA G.B. & RAVAZZI C. (2009b) - *Tectonic vs. Gravitational morphostructures in the Central-Eastern Alps (Italy): constraints on the recent evolution of the belt*. Tectonophysics, **474**: 250-270. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.019
- ALT H., PETRI K. & RUDEL E. (1903) - *Zungen-Ende des Übeltalferners 1902*, scala 1:10.000, Freytag & Berndt, Vienna. In: PENCK A. & RICHTER E. (1903) - *Glazialexkursion in die Ostalpen. IX Internationaler Geologen-Kongress. Führer für die Exkursionen, Nr. XII. Glazialexkursion in die Ostalpen*, 97 pp., 2 tav. f.t.
- AMPFERER O. (1923-1931) - *Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen*. Jb. Geol. Bundes-Anstalt Wien, **73, 76, 78, 30, 31**.
- AMSTUTZ A. (1955) - *Subductions successives dans l'Ossola*. C.R. Acad. Sci. Paris, **241**: 967-969.
- ANICH P. & HÜBER B. (1774) - *Atlas Tyrolensis in Maßstab 1:103.800*. In Kupfer gestochen von Johann Ernst Mansfeld, Wien.
- ARGAND E. (1909) - *L'exploration géologique des Alpes pennines centrales*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **45**: 217-276.
- ARGAND E. (1911a) - *Le nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte Géol. Suisse, **31**: 1-26.
- ARGAND E. (1911b) - *Le nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environants*. Essai de Carte Structurale. Mat. Carte Géol. Suisse, Carte Spec., **64**: 3 tav. profili.
- ARGAND E. (1916) - *Sur l'arc des Alpes occidentales*. Ecol. Geol. Helv., **14**: 146-204.
- BAGGIO P., FRIZ C., GATTO G.O., GATTO P., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., LORENZONI S., MEZZACASA G., MORGANTE S., OMENETTO P., PICCIRILLO E.M., SASSI F.P., ZANETTIN B., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZULIAN T. (1971). *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 4: "Merano"*. Serv. Geol. It., Nuova Tecnica Grafica, 164 pp., Roma.
- BARGOSSO G.M., BOVE G., CUCATO M., GREGNANIN A., MORELLI C., MORETTI A., POLI S., ZANCHETTA S. & ZANCHI A. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 013 "Merano"*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige, 320 pp., SystemCart, Roma.
- BARSCHE D. (1996) - *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Springer, Berlin.
- BARTH L. & PFAUNDLER L. (1865) - *Die Stubai-er Gebirgsgruppe. Hypsometrisch und orografisch bearbeitet*. Wagner, Innsbruck, 148 pp.

- BECKE F. (1892) - *Petrographische Studien am Tonalit der Riesenferner*. Thschemak. Mineral. Petrogr. Mitt., **13**: 379-430.
- BECKE F. (1912) - *Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen*. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, **75**: 153-229.
- BECKE F. (1923) - *Stoffwanderung bei der Metamorphose*. Thschemak. Mineral. Petrogr. Mitt., **36**: 25-41.
- BERGAMO DECARLI G. (1993) - *Analisi palinologiche e datazione assoluta del Radiocarbonio relative al giacimento torboso di Seemoos situato a 2150 m s.l.m. presso S. Martino Monteneve (Bolzano)*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol., **68**(1991): 189-207, Trento.
- BERGAMO DECARLI G. & RIGOTTI D. (1983) - *Analisi palinologiche e datazioni del Radiocarbonio relative alla torbiera dei Granati (m 2076 s.l.m.) nella Valle del Lago (Seewertal) presso il Passo del Rombo (Timmelsjoch) - Bolzano*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol., **60**: 9-24, Trento.
- BERNHARD F., KLÖTZLI U.S., THÖNI M. & HOINKES G. (1996) - *Age, origin and geodynamic significance of a polymetamorphic felsic intrusion in the Ötztal Crystalline Basement, Tirol, Austria*. Min. Petrol., **58**: 171-196.
- BERTRAND M. (1884) - *Rapports de structure des Alpes de Glarus et du bassin houllier du Nord*. Bull. Soc. géol. de France, **12**: 318-330.
- BESTMANN M, PENNACCHIONI G., FRANK G., GÖKEN M. & DE WALL H. (2011) - *Pseudotachylyte in muscovite-bearing quartzite: Coseismic friction-induced melting and plastic deformation in quartz*. J. Struct. Geol., **33**: 169-186.
- BEUST F.C. (1870) - *Über die Erzlagerstätte von Schneeberg bei Sterzing in Tirol*. Österreichische Zeitschrift für Berg-und Hüttenwesen, **20**: 505-510.
- BIANCHI A. (1934) - *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**: 240 pp.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1990) - *Structural model of Italy 1:500 000*. C.N.R. Geodynamic Project, Sheets 1 and 2, SELCA, Firenze.
- BINIA., BORSATO A., CARRARO F., CARTONA., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI G.B. (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, **17**(1): 75-82.
- BLAAS J. (1892) - *Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaziale Ablagerungen bei Meran und Bozen*. Verhandl. der geol. Reichsanstalt Wien, pp. 217-222.
- BLAAS J. (1902) - *Geologischer Führer durch die Tiroler und Voralbeger Alpen*. Vol. 5 Südtirol, pp. 709-845, Wagner, Innsbruck.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1980) - *New petrographic and radiometric data on the Ötztal and Stubai orthogneisses (Eastern Alps)*. N. Jb. Miner. Mh., Jg., 1980, 75-87.
- BOSSI G., FRIGERIO S., MANTOVANI M., SCHENATO L., PASUTO A. & MANTOVANI M. (2013) - *Hazard assessment of a potential rock avalanche in South Tirol, Italy: 3D modeling and risk scenarios*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment - Book Series (6), 221-227. DOI: 10.4408/IJEGE.2013-06.B-19
- BOSSI G., MAIR V., MANTOVANI M., MARCATO G., NOSSING L., PASUTO A. & STEFANI M. (2012) - *The Ganderberg landslide (South Tyrol, Italy): Residual hazard assessment and risk scenarios*. Proceedings of the 11th International and 2nd North American Symposium on Landslides and Engineered Slopes, Banff, Canada, 3-8 June 2012. Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding.

- BOWLES J.F.W. (1990) - *Age dating of individual grains of uraninite in rocks from electron microprobe analyses*. Chem. Geol., **83**: 47-53.
- BRIGO L. (1965) - *Il giacimento a Pb-Zn di S. Martino di Monteneve in Alto Adige*. L'Ind. Min. nel Trentino Alto Adige, **2**: 63-118.
- BRIGO L. & OMENETTO P. (1979) - *Metallogenese der italienischen Ostalpen*. Verh. Geol. B-A., **3**: 249-266. Wien.
- BRUNHES J. & GOBET L. (1903) - *L'excursion glaciaire du IX Congrès géologique internationale, synthèse des recherches et des idées de M. Penck*. La Géographie. Bull. de la Société de Géographie, t. VIII, pp. 357-376, Masson et Cie, Paris.
- BUCKEL J. & OTTO J.-C. (2018) - *The Austrian Glacier Inventory GI 4 (2015) in ArcGis (shapefile) format*. PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.887415>
- BURKHARD M. (1993) - *Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review*. J. Struct. Geol., **15**: 351-368.
- CAPORALI A., BRAITENBERG C. & MASSIRONI M. (2005) - *Geodetic and hydrological aspects of the Merano earthquake of 17 July 2001*. Journal of Geodynamics, **39**: 317-336.
- CAPORALI A., NEUBAUER F., OSTINI L., STANGL G. & ZULIANI D. (2013) - *Modeling surface GPS velocities in the Southern and Eastern Alps by finite dislocations at crustal depths*. Tectonophysics, **590**: 136-150.
- CARTON A. (2004) - *10. Laghi di sbarramento da frana*. In: AA.VV. - *Italia - Atlante dei Tipi Geografici*, I.G.M., 130-135.
- CASTIGLIONI B. (1928) - *Ghiacciai delle Venoste Orientali*. Boll. Comit. Glac., **8**: 91-165.
- CASTIGLIONI B. (1930a) - *Ghiacciai delle Breonie*. Bollettino Comitato Glaciologico It., s. I, N. 10, 141-191, 20 figg. in 6 Tavv. f.t..
- CASTIGLIONI B. (1930b) - *Ricerche glaciologiche in Alto Adige*. Atti XI Congr. Geogr. Ital., Napoli 22-29 Aprile 1930, **2**: 107-113, 2 tavv. f.t., 1 carta glaciologica alla scala 1:100.000.
- CASTIGLIONI B. (1930c) - *Studio del Ghiacciaio di Malavalle*. Boll. Comit. Naz. Geodetico-Geofisico, N. 21, 3-7, Arti Grafiche Nistri, Pisa.
- CASTIGLIONI B. (1940) - *L'Italia nell'età quaternaria. Carta delle Alpi nel Glaciale (scala 1:200.000)*. In: DAINELLI G. (a cura di), *Atlante Fisico-Economico d'Italia*, Tav. 3, Consociazione Turistica Italiana, Milano.
- CESARE B., CUCATO M., FURLANIS S., KEIM L., MAIR V., MAZZOLI C., MELI S., MORELLI C., MORETTI A., PERUZZO L., PICCIN G., SASSI R. & SPIESS R. (2020) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 009 "Anterselva"*. Serv. Geol. d'Italia, ISPRA, Prov. Aut. di Bolzano-Alto Adige, GlobalMap, 165 pp., Firenze. (<https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/trentino.html>)
- CLAR E. (1931) - *Schneeberg in Tirol: einige Beobachtungen zur Kennzeichnung des Lagerstättentypus*. Zentralbl. Min. Geol. Pal., 105-124.
- C.N.R. & C.G.I. (CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE, COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO) (1962) - *Catasto dei ghiacciai italiani*. Vol IV: *Ghiacciai delle Tre Venezie (escluso Ortles-Cevedale) e dell'Appennino*, pp. XXVII-309, 1 carta schematica dei ghiacciai delle Alpi Venete, Torino.
- DAL PIAZ G. (1905) - *Sulla tettonica dei monti fra il Brenta e i dintorni del Lago di S. Croce*. Atti. Acc. Sci. Veneto-Trentina.Istriana, **2**: 31-36.
- DAL PIAZ G. (1912) - *Studi geotettonici sulle Alpi orientali*. Mem. Ist. Geol. Padova, **7**: 195 pp.

- DAL PIAZ GB. (1931) - *Su alcuni fenomeni geologici avvenuti durante il Paleozoico superiore nella zona pennidica della Tetide corrispondente al ricoprimento quinto (Gr. Paradiso e Gr. Veneziano - Alpi Aurine)*. Ass. Min. Piemonte, 1-3.
- DAL PIAZ GB. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**: 245 pp.
- DAL PIAZ GB. (1936) - *La struttura delle Austridi. Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale*. Atti Acc. Sci. Torino, **71**: 1-29.
- DAL PIAZ GB. (1937) - *La struttura geologica delle Austridi. Nota V. Ancora sul sistema austroalpino delle Alpi orientali*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat., **25**: 392-398.
- DAL PIAZ GB. (1942) - *Geologia della bassa Val d'Ultimo e del massiccio di Monte Croce con considerazioni sull'età e la giacitura delle masse intrusive periadriatiche e sulla tettonica del bacino dell'Adige*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trident., **5**(2): 179-360.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1972) - *La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne*. Mem. Soc. Geol. Ital., **11**: 433-466.
- DAMIAN J. (1894) - *Einzelne, wenig gewürdigte Hochgebirgsseen und erloschene Seebecken um Sterzing*. Mitteilungen der kais. königl. Geographischen Gesellschaft in Wien, Bd. **1-2**: pp.1-26, Vienna.
- DEJORI M. (2021) - *Untersuchung der Massenbewegung Ganderberg Geotechnisches-geologisches Modell unter Berücksichtigung der Wildbachverbauung Hahnebaum-Passer*. Tesi di Master in Ingegneria, 103 pp., 6 tavv. f.t., Innsbruck.
- DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1982) - *New radiometric data on the alpine thermal history in the Oetzal-Merano area (Eastern Alps)*. Mem. Sc. Geol., **35**: 319-325.
- DINALE R., MALLAUN C. & OBERSCHMIED C. (2005) - *Curiosità*. In: *Glacierreport Südtirol-Alto Adige*. N. 01/2005. Suppl. al Climareport n. 116, pp. 7-8, Prov. Aut. di Bolzano, Uff. Idrografico. Stampa: Tipografia provinciale, Bolzano.
- DOBlickA K. (1852) - *Tirols Mineralien*. Wien, 120 pp.
- EGGER H. (2001) - *Ingenieurgeologische Untersuchung des Ganderberger Talzuspruchs und der Seehofer Bergsturzmasse Schneeberg-Laas-Komplex (Ötztal Decke)/Südtirol*. Tesi di laurea, Univ. Friedrich-Alexander, 91 pp., 10 Tav. f.t., Erlangen.
- ERNST W.G. (1971) - *Metamorphic zonation of presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **34**: 2053-2078.
- FELLIN S., MARTIN S. & MASSIRONI M. (2002) - *Polyphase tertiary fault kinematics and quaternary reactivation in the central-eastern Alps (western Trentino)*. J. Geodyn., **34**: 31-46.
- FISCHER K. (1974) - *Das Passeiertal. Grundzüge einer geographischen Landeskunde*. Der Schlern, **48**: 344-380, Bolzano.
- FLÜGEL H.W. (1960) - *Die tektonische Stellung des "Alt-Kristallins" östlich der Hohen Tauern*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 267-291.
- FLÜGEL H.W. & FAUPL P. (1987) - *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien.
- FÖRSTER H.J. (1967) - *Kristallization und Tektonik des Schneeberger Gesteinzuges*. Geol. Rundsch., **56**: 480-494.
- FRANCHI G. & DINALE R. (2015) - *I ghiacciai della Val Ridanna, ieri - oggi - domani*. Opuscolo informativo della mostra presso il Mondo delle Miniere Ridanna Monteneve, 15 pp.
- FRANK W. (1987) - *Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous*. In: FLUGEL H. & FAUPL P., *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379-406.

- FRECH F. (1893) - *Über Versteinerungen aus dem mittlerein oberdevon bei Elsteberg in Vogtlande.* Zeit. Deutsch. Geol. Gesell. Band, **45**: 332-333.
- FRECH F. (1903) - *Über das Anlitz det Tiroler Zentralalpen.* Zeitschrift der Deutsch und Österr. Alpenvereins, **34**: 1-31, Innsbruck.
- FRECH F. (1905) - *Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner.* Wiss. Erg.-Hefte der Deutsch und Österr. Alpenvereins, **2**: 98, Innsbruck.
- FRIZ C. (1967) - *Considerazioni stratigrafico-strutturali sulla zona ad occidente di Vipiteno (Alto Adige).* Mem. Acc. Patavina Sci. Lett. Arti, **79**: 369-385.
- FRIZ C. (1970) - *Conglomerato della Val di Fleres.* Studi Ill. Carta Geol. d'It., Form. Geol., **4**: 1-8.
- FRIZZO P. (1974) - *L'antimonite della Cima del Tempo (Wetter Spitze) Alto Adige.* L'Ind. Min. nel Trentino Alto Adige, **4**: 70-76.
- FRIZZO P. (1976) - *La serie metallifera delle Breonie affiorante nelle valli Ridanna e Fleres.* Studi Trentini di Science Naturali, **53**: 75-106.
- FRIZZO P. (1983) - *Pre-metamorphic Paleozoic mineralizations of the Austroalpine and Southalpine Basements of the Eastern Alps. Relationships between paleogeodynamics, stratigraphy and metallogenesis.* IGCP No 5 Newsletter, **3**: 41-48.
- FRIZZO P. (2002) - *Geologisch Lagerstättenkundliche Karte des Verzugsdistrikts St.Martin am Schneeberg - Pfersch, Massstab 1:25.000.* Disegno G. Mezzacasa, Padova, Grafica V. Mair.
- FUCHS C.W.C. (1874) - *Studien aus der Umgebung von Meran.* Zeitschr. dt.-österreich. Alpenver, **5**: 162-192, Wien.
- FUCHS C.W.C. (1875a) - *Die Umgebung von Meran. Ein Beitrag zur Geologie der deutschen Alpen.* Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont., pp. 812-848, 1 geognost. Karte 1:36000 (in Farbe), Stuttgart.
- FUGENSCHÜH B., SEWARD D. & MANCKTELOW N. (1998) - *Exhumation in a convergent orogen the western Tauern Window.* Terra Nova, **9**: 213-218.
- FURLANIS S. (2000) - *Studio Geomorfologico applicato dell'Unità di franadel Monte Ganda - Gänderberg (Moso in Passiria, Bolzano).* Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Ferrara
- GALADINI F. & GALLI P. (1999) - *Palaeoseismology related to the displaced Roman archaeological remains at Egna (Adige Valley, northern Italy).* Tectonophysics, **308**: 171-191.
- GASSER G. (1913) - *Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern.* Wagnersche Universitätsbuchh., Innsbruck, 548 pp.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., MOLIN G.M., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976a) - *Le manifestazioni "andesitiche" polifasiche dell'Alto Adige occidentale nel quadro geodinamico alpino.* Studi Trent. Sci. Nat., **53**: 21-47.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976b) - *The andesitic magmatism in the South- Western Tyrol and its geodynamic significance.* Geol. Rundschau Stuttgart, **65**: 691-700.
- GIANOLLA P., MORELLI C., CUCATO M. & STORPAES C. (2018) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 016 "Dobbiaco".* Serv. Geol. d'Italia, ISPRA, Prov. Aut. di Bolzano-Alto Adige, SystemCart, 288 pp., Roma.
- GÖTTLICH K. (1991) - *Catasto delle torbiere e delle zone umide dell'Alto Adige. Risultati delle operazioni di inventario.* Annali Lab. Prov. Aut. Bolzano, **6**: 1-74.
- GRANIGG B. (1908) - *Die Bauwürdigkeit der Schneeberger Lagerstätten.* Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. **56**. Jg. Wien 1908, S. 533, 554-560.

- GREGNANIN A. (1980) - *Metamorphism and magmatism in the Western Italian Tyrol*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **36**(1): 49-64.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1969a) - *Indagini preliminari geologico-petrografiche sulla zona compresa tra la Valle di Plan e la Val Clava (Alto Adige)*. Rend. Soc. It. Petr., **25**: 439-473.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1969b) - *Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico-psammitiche: evoluzione degli scisti austriatici affioranti fra le valli Passiria e Senales (Alto Adige)*. Mem. Mus. Trid. Sc. Nat., **18**: 1-56.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1972) - *Litostratigrafia, tettonica e petrografia degli scisti austriatici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige)*. Mem. Soc. Geol. Min. Un. Padova, **28**: 1-55.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1974) - *Hercynian metamorphism in the Austridic-crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps (Alto Adige)*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 13-27.
- GREGNANIN A. & VALLE M. (1995) - *Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part I): Early-Alpine evolution in Basement and Cover*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 393-409.
- GREGNANIN A., BARATTIERI M., CORONA P. & VALLE M. (1995) - *Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part I): The Basement*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 373-392.
- GREGNANIN A., JUSTIN VISENTIN E. & SASSI F.P. (1969) - *Petrologia delle formazioni leucocratiche stratoidi nei paragneiss delle Alpi Breonie (Alto Adige) - Nota I: Gneiss del Tumulo*. Rend. Soc. Min. It., **25**: 166-167.
- GROß G. & PATZELT G. (2015) - *The Austrian Glacier Inventory for the Little Ice Age Maximum (GI LIA) in ArcGIS (shapefile) format*. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.844987>. Supplemento a: FISCHER A., SEISER B., STOCKER-WALDHUBER M., MITTERER C. & ABERMANN J. (2015) - *Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria*. The Cryosphere, **9**(2): 753-766. <https://doi.org/10.5194/tc-9-753-2015>.
- GRUBENMANN U. (1869) - *Über der tonalitkern def Iffinger bei Meran (Südtirol)*. Viert. Natur. Gesel., **41**: 340-353.
- GRUBENMANN U. (1896a) - *Über einige Ganggestein aus der Gefolgschaft der Tonalite*. Min. Petr. Mitt., **16**: 185-196.
- GRUBENMANN U. (1896b) - *Bericht über Aufnahmen im Gebiete nördlich von Meran*. Sitzber. d. k. Ak. d. Wiss. Mat. Nat., **33**, Vienna.
- GRUBENMANN U. (1897) - *Über einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der tonalite*. Tsch. Min. Petr. Mitt.
- GUIDOBONI E., COMASTRI A. & BOSCHI E. (2005) - *The "exceptional" earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): a critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany)*. J. Geophys. Res., **110**. doi:10.1029/2005JB003683.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G., SGATTONI G. & VALENSISE G. (2018) - *CFTI5Med, Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.-1500)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), <https://doi.org/10.6092/ingv.it-cfti5>
- HABLER G., THÖNI M. & SÖLVA H. (2006) - *Tracing the high pressure stage in the polymetamorphic Texel Complex (Austroalpine basement unit): P-T-d-t constraints*. Mineral. Petrol., **88**: 269-296.

- HAEBERLI W. (1985) - *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mitteilungen der Versuchsanstalt f.r Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie 77. Z.rich. Eidgen.ssische Technische Hochsch.le.
- HALLER H. & SCHÖLZHORN H. (2000) - *Schneeberg in Südtirol*. Sterzing 2000.
- HAMMER W. (1912) - *Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, 1:75.000, Blatt Glurns-Ortler und Erläuterungen*. Wien.
- HAMMER W. (1922) - *Geologischer Führer durch die Westtiroler Centralpen*. Belrin Verlag Borntträger.
- HAMMER W. (1938) - *Bemerkung zu R. Staub 'Geologische Probleme um die gebirge zwischen Engadin und Ortler'*. Verh. Geol. B.A., 227-237.
- HANDY M., SCHMID S., BOUSQUET R., KISSLING E. & BERNOULLI D. (2010) - *Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps*. Earth-Sci. Rev., **102**: 121-158.
- HANTKE R. (1983) - *Eiszeitalter: Die jungste Erdegesichte der Schweiz und ihre Nachbargebiete*. Ott-Verlag, Thun, **3**: 370 pp.
- HAUY R.J. (1822) - *Traité de minéralogie. Seconde édition, revue, corrigé e et considérablement augmenté par l'auteur*. Bachelier et Huzard, Paris, 4 Vols+atlas (t. II, p. 456; t. IV, p. 548).
- HAWKESWORTH C.J., WATERS D.J. & BICKLE M.J. (1975) - *Plate tectonics in the Eastern Alps*. Earth. Planet. Sci. Lett., **24**: 405-413.
- HELBIG P. & SCHMIDT K. (1978) - *Zur Tektonic und Petrogenese am W-Ende des Schneeberger Zuges*. Jahrb. Geol. Bundesanst, Austria, **121**(2): 177-217.
- HILLER O.K. (1973) - *Über den alten Wildsee im Hinterpasseier*. Der Schlern, **47**(6): 339-348, Bolzano.
- HOBBS B.E., WEAMS W.D. & WILLIAMS P.F. (1976) - *Outline of structural geology*. John Wiley & Sons, Inc.
- HOERNES S. & FRIEDRICHSEN H. (1978) - *Oxygen and hydrogen isotope study of the polymetamorphic area of the northern Oetztal-Stubai Alps (Tyrol)*. Contrib. Mineral. Petrol., **67**: 305-315.
- HOINKES G. (1973) - *Die Anatexis des Winnebachgranites (Öztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses*. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., **20**: 225-239.
- HOINKES G., KOLLER F., RANTITSCH G., DACHS E., HÖCK V., NEUBAUER F. & SCHUSTER R. (1999) - *Alpine metamorphism of the Eastern Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 155-181.
- HOINKES G., KOSTNER A. & THÖNI M. (1991) - *Petrologic constraints for eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement*. Mineral. Petrol., **43**: 237-254.
- HOINKES G., THÖNI M., LICHEM CH., BERNHARD F., KAINDL R., SCHWEIGL J., TROPPEP P. & COSCA M. (1997) - *Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Ötztal Basement (Kaunertal, Tirol)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **77**: 299-314.
- HOLLZMANN H. (2014) - *Torbiere*. In: FELIZETTI SORG B. (a cura di), *Comune di Racines*. Comune di Racines, **1**: 112-141, Athesia Druck S.r.l., Bolzano.
- JANÁK M., FROITZHEIM N., LUPTÁK B., VRABEC M. & KROGH RAVNA E.J. (2004) - *First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: tracing deep continental subduction in the Eastern Alps*. Tectonics, **23**, TC5014. doi:10.1029/2004TC001641.
- JUSTIN VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1965) - *Gli scisti cristallini dell'Alta Val Passiria fra Moso e Passo del Rombo (Alto Adige)*. Rend. Soc. Min. It., **21**: 121-142.
- JUSTIN-VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1971) - *Considerazioni geologico-petrografiche sul "Tratto di Monteneve" (Schneeberger Gesteinzig) (Alto Adige)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **29**: 1-40.

- JUSTIN-VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1973) - *On the Age of white mica porphyroblasts in the Schneeberger schist*. Contr. Min. Petr., **39**: 341-342, Berlin.
- KAINDL R., HOINKES G., KNOLL P. & ABART R. (1999) - *Fluid inclusions related to Variscan and Alpine metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement, Eastern Alps*. Min. Petrol., **65**: 29-49.
- KLEBELSBERG R. VON (1926) - *Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. Zeitschrift für Gletscherkunde, **14**: 266-285, Leipzig.
- KLEBELSBERG R. VON (1935) - *Geologie von Tirol*. I-XII + 876 pp., 1 carta geol. a scala 1:500.000 + 11 tavv. f.t., Gebrüder Borntraeger ed., Berlin.
- KLEBELSBERG R. VON (1953) - *Südtiroler geomorphologische Studien. Das obere Eisaktal*. Forschungen zur deutschen Landeskunde, vol. 80. Verlag des Amtes für Landeskunde, Remagen, 112 pp. Stampa: Tiroler Graphik, Innsbruck.
- KLIX V. (1976) - *Lagerungsverband und tektonische Prägung der Blei-Zinkerzlagerstätte Schneeberg/Monteneve in Südtirol/Alto Adige (N-Italien)*. Diss. FU Berlin, 165 pp., Berlin.
- KLÖTZLI-CHOWANETZ E. (2001) - *Migmatite des Ötztalkristallins-Petrologie und Geochronologie*. PhD thesis, Univ. Vienna. 155 pp.
- KLÖTZLI-CHOWANETZ E., KLÖTZLI U.S. & KOLLER F. (1997) - *Lower Ordovician migmatization in the Ötztal crystalline basement (Eastern Alps, Austria): linking U-Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology*. Schweiz. Mineral. Petrograph. Mitt., **77**: 315-324.
- KLUG L. & FROITZHEIM N. (2022) - *Reuniting the Ötztal Nappe: the tectonic evolution of the Schneeberg Complex*. Int. J. Earth Sci., **111**(2): 525-542.
- KNOLL C. (2009) - *Glaciers in South Tyrol: 1850-2006. Application of Airborne Laser Scanner data, orthophotos and historical maps for the acquisition of recent and the reconstruction of past glacier extents*. Dissertation for the achievement of the degree Doctor of Natural Sciences (Dr. rer. nat.), XX+145 pp., Innsbruck.
- KNOLL C. & KERSCHNER H. (2009) - *A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser-scanner data*. Annals of Glaciology, **50**(53): 46-52.
- KNOLL C., KERSCHNER H., HELLER A. & RASTNER P. (2009) - *A GIS-based Reconstruction of Little Ice Age Glacier Maximum Extents for South Tyrol, Italy*. Transactions in GIS, **13**(5-6): 449-463. 10.1111/j.1467-9671.2009.01173.x.
- KOBER L. (1912) - *Über Bau und Entstehung der Ostalpen*. Mitt. Geol. Ges. Wien, **5**: 368-481.
- KOBER L. (1923) - *Bau und Entstehung der Alpen*. Borntraeger, Berlin.
- KOBER L. (1955) - *Bau und Entstehung der Alpen*. Mitt. Geol. Ges., Wien.
- KONZETT J. & HOINKES G. (1996) - *Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: an example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy*. J. Metam. Geol., **14**: 85-101.
- KRENN K., KURZ W., FRITZ H. & HOINKES G. (2011) - *Eoalpine tectonics of the Eastern Alps: implications from the evolution of monometamorphic Austroalpine units (Schneeberg and Radenthein Complex)*. Swiss. J. Geol., **104**: 471-491.
- KÜBLER H. & MÜLLER W.E. (1962) - *Die Geologie des Brenner-Mesozoikums zwischen Stubai- und Pferschtal (Tirol)*. Jb. Geol. B. A., **105**: 173-242.
- LAGALLY M. (1913) - *Gletscherbeobachtungen im Stubai 1912*. Zeitschrift für Gletscherkunde, **VII**: 135-140.
- LANGHEINRICH H. (1965) - *Zur Tektonik und Metamorphose des zentralalpinen Permomesozoikum westlich der Brennersenke*. Nach. Akad. Wiss. Göttingen, Mat. Phys. Kl. 2, **10**: 133-149.

- LAUBSCHER H.P. (1974b) - *The tectonic of subduction in the Alpine system*. Mem. Soc. Geol. It., **13**(2): 275-283.
- LIEBENER L. & VORHAUSER J. (1852) - *Die Mineralien Tirols*. Wagner'ssschne Buchhandl, Innsbruck.
- LUCHI R., BERTOLDI W., ZOLEZZI G. & TUBINO M. (2007) - *Monitoring and predicting channel change in a free-evolving, small Alpine river- Ridanna Creek (North East Italy)*. Earth Surf. Process. Landforms, **32**: 2104-2119 DOI: 10.1002/esp.1511.
- LUGEON M. (1901) - *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. Soc. Géol. France, **1**: 723-825.
- LUGEON M. (1902) - *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses*. Bull. Soc. Géol. France, **2**: 80-81.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1905) - *Sur le grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. C.R. Acad. Sci. Paris, **140**: 723-825.
- LUTH S., WILLINGSHOFFER E., TER BORGH M., SOKOUTIS D., VAN OTTERLOO J. & VERSTEEG A. (2013) - *Kinematic analysis and analogue modelling of the Passeier- and Jaufen faults: implications for crustal indentation in the Eastern Alps*. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **102**:1071-1090. DOI 10.1007/s00531-012-0846-4
- MAIR V., VAVTAR F., SCHÖLZHORN H. & SCHÖLZHORN D. (2007) - *Der Blei-Zink-Erzbergbau am Schneeberg, Südtirol*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **153**: 145-180.
- MANCKTELOW N.S., STÖCKLI D.F., GROLLMUND B., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., VIOLA G., SEWARD D. & VILLA I.M. (2001) - *The DAV and Periadriatic fault system in the Eastern Alps south of the Tauern window*. Int. J. Earth Sci., **90**: 593-622.
- MARAZZI S. (2005) - *Atlante orografico delle Alpi. SOIUSA. Suddivisione orografica internazionale unificata del Sistema Alpino*. Quad. di cultura alpina, 416 pp. Priuli & Verlucca.
- MAROTTA A.M. & SPLENDORE R. (2014) - *3D mechanical structure of the lithosphere below the Alps and the role of gravitational body forces in the regional present-day stress field*. Tectonophysics, **631**: 117-129.
- MARSCHALL I., DEICHMANN N. & MARONE F. (2013) - *Earthquake focal mechanisms and stress orientations in the eastern Swiss Alps*. Swiss J. Geosci., **106**: 79-90.
- MATTANA U. (1983) - *La recente evoluzione del glacialismo nel Gruppo di Tessa (Alpi Venoste)*. Materiali, Dipart. di Geogr., Univ. di Padova, **6**: 13 pp.
- MAURACHER J. (1981) - *Alpidische und voralpidische Metamorphose und Strukturprägung am Westende des Schneeberger Zuges (Ötztaler Alpen)*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Oesterr., **27**: 244-245.
- MAYR O. (1927) - *Der Kummersee*. Der Schlern, **8**: 158-163, Bolzano.
- MICHELUZZI E. (1984) - *Landschaftsformen (Geomorphologie) des oberen Ratschingtales*. Der Schlern, **58**(11): 666-668, Bolzano.
- MICHELUZZI E. (1985) - *Geomorfologia della zona tra S. Leonardo in P. e il Monte Alta Croce (Alto Adige)*. Atti Acc. Agiati, 234, s. VI, **24**(B): 31-51, Rovereto.
- MILLER C. & THÖNI M. (1995) - *Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (tirol, Austria): geochemistry and sm-Nd vs. rb-sr isotope systematics*. Chem. Geol., **137**: 283-310.
- MILLER C., MUNDIL R., THÖNI M. & KONZETT J. (2005b) - *Refining the timing of eclogite facies metamorphism: a geochemical, petrological, Sm-Nd and U-Pb case study from the Pohorje Mountains, Slovenia (Eastern Alps)*. Contrib. Mineral. Petrol., **150**: 70-84.
- MILLER C., THÖNI M., KONZETT J., KURZ W. & SCHUSTER R. (2005a) - *Eclogites from the Koralpe and Saualpe type-localities, Eastern Alps, Austria*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **150**: 227-263.

- MINELLI A. (a cura di) (2008) - *Le torbiere montane · Relitti di biodiversità in acque acide*. Quaderni Habitat, 160 pp. Museo Friulano di St. Naturale, Udine. 1 ristampa riveduta e corretta.
- MONTRASIO A., BERRA F., CARIBONI M., CERIANI M., DEICHMANN N., FERLIGA C., GREGNANIN A., GUERRA S., GUGLIELMIN M., JADOUL F., LONGHIN M., MAIR V., MAZZOCOLA D., SCIESA E. & ZAPPONE A. (2012) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 024 "Bormio"*. Servizio Geologico d'Italia, ISPRA. 150 pp.
- MOSNA E. (1924) - *Note sui ghiacciai delle Breonie*. Archivio per l'Alto Adige, A. 19, pp. 1-12, 9 tavv. f.t., Gleno.
- MÜLLER W. (1998) - *Isotopic dating of deformation using microsampling technique: the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. Diss. ETH Zürich, **12.580**: 135 pp.
- MÜLLER W., KELLEY S.P., MANCKTELOW N., MEIER M., OBERLI F. & VILLA I. (1997) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system*. In: "Abstr. Vol. 3rd Workshop on Alpine Geol. Studies", Oropa-Biella Sept.29-Oct.1, 1997, Quad. Geod. Alp. Quat., **4**: 83-84.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I.M., KELLEY P.S., VIOLA G. & OBERLI F. (2001) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. International Journal of Earth Sciences, **90**(3): 623-653.
- NANGERONI G. (1938) - *L'ambiente fisico di Ridanna*. Atti Quinto Conv. (Ridanna 17-24 agosto 1937) Assoc. "Ludovico Necchi.", Soc. Ed. Vita e pensiero, pp. 3-11.
- NEUBAUER F., GENSER J. & HANDLER R. (2000) - *The Eastern Alps: Result of a two sage collision process*. Mitt. Oesterr. Geol. Ges., **92**: 117-134.
- NEUBAUER F., HOINKES G., SASSI F.P., HANDLER R., HÖCK V., KOLLER F. & FRANK W. (1999) - *Pre-Alpine metamorphism in the Eastern Alps*. Schweiz. Mineral Petro. Mitt., **79**: 41-62.
- OROMBELLI G. (2007) - *Le variazioni dei ghiacciai alpini negli ultimi 10 mila anni*. Quad. SGI, **1**: 5-12.
- OSTERMANN & SANDERS (2017) - *The Benner pass rock avalanche cluster suggests a close relation between long-term slope deformation (DSGSDs and translational rock slides) and catastrophic failure*. Geomorphology, **289**: 44-59.
- OXBURGH E.R. & TURCOTTE D.L. (1974) - *Membrane tectonics and the East Africa Rift*. Earth. Planet. Sci. Lett., **22**: 133-140.
- PAGEL H. (1975) - *Zur Erzführung und Geochemie in den neuerschlossenen Teilen der Blei-Zinkerzlagertstätte Schneeberg/Monteve in Südtirol/Alto Adige (N. Italien)*. Diss. Erl. Dokt. der freien Universität Berlin, 166 pp.
- PALLA L. (2014) - *Catastrofi e sciagure*. In: FELIZETTI SORG B. (a cura di), *Comune di Racines*. Comune di Racines, vol. 1, pp. 268-295, Athesia Druck S.r.l., Bolzano.
- PENCK A. (1887) - *Der Brenner*. Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins, pp. 1-22.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen in Eiszeitalter*. vol. III., Tauschnitz ed., Lipsia.
- PENCK A. & RICHTER E. (1903) - *Glazialexkursion in die Ostalpen. IX Internationaler Geologen-Kongress. Führer für die Exkursionen, Nr. XII. Glazialexkursion in die Ostalpen*. 97 pp., 2 tav. f.t.
- PFÄFF W. (1933) - *Die Eislöcher in Überetsch, ihre Vegetationsverhältnisse und ihre Flora*. Schlern-Schriften, n. 24, Wagner, 72 pp., Innsbruck.
- PFAUNDLER L. (1871) - *Der Ueblethalferner und seine Umgebung*. Zeitschrift des Deutschen Alpenvereins, **2**: 16-46, 6 Tavv. f.t., 1 carta glaciologica a scala 1:50.000.
- PICHLER A. (1868) - *Beiträge zur Geognosie Tirols*. Jb. Geol. R.A., **18**, Wien.
- PICHLER A. (1873) - *Geologisches aus Tirol*. N. Jb. f. Min.

- POLI S. (1989) - *Pre-Hercynian magmatism in the Eastern Alps: the origin of metabasites from the Austroalpine basement*. Schw. Min. Petr. Mitt., **69**: 407-421.
- POLI S. (1991) - *Reaction spaces and P-T paths: from amphibole eclogite to greenschist facies in the Austroalpine domain (Ötztal Complex)*. Contrib. Mineral. Petrol., **106**: 399-416.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1990) - *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps*. Mem. Soc. Geol. France, **156**: 345-367.
- POMELLA H., FLOSS D., SPECKBACHER R., TROPPEL P. & FUGENSCHUH B. (2016) - *The western end of the Eoalpine High-Pressure Belt (Texel unit, South Tyrol/Italy)*. Terra Nova, **28**: 60-69.
- PORRO C. (1925) - *Elenco dei Ghiacciai Italiani*. Min. Lav. Pubbl., Serv. Idrografico, Uff. Idrogr. del Po di Parma. Parma, Stab. Tipografico Orsatti & Zinelli, XI+61 pp.
- POŠEPNÝ F. (1879) - *Über die Erzlagerstätte am Schneeberg in Tirol*. Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen.
- PRAGER C. (2003) - *Das Brenner-Mesozoikum nördlich des Pferschtals*. Geol. Bundesanstalt, Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal. Geologische Kartenblätter 148, Brenner, 175, Sterzing, 99-110.
- PURTSCHELLER F. (1967a) - *Mineralzone in Oetztaler-Stubaier Altkristallins*. Miner. Anz. Math. Naturw. Kl. Ost. Akad. Wiss. Ig., 66-70, Wien.
- PURTSCHELLER F. (1967b) - *Zur Gliederung der Metamorphose im Bereich des Oetztaler-Stubaier Altkristallins*. Miner. Mitt. B., 1-2, 80-85.
- PURTSCHELLER F. (1969) - *Petrographische Untersuchungen an Aluminosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins*. Tscherm. Min. Petr. Mitt., **13**: 35-54.
- PURTSCHELLER F. & RAMMLMAIR D. (1982) - *Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai metamorphic complex*. Tsch. Min. Petr. Mitt., **29**: 205-221.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.H. (1987) - *The Techniques of Modern Structural Geology. Folds and Fractures, vol. 2*. Academic Press, London, 391pp.
- RATSCHBACHER L. (1986) - *Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: Changing translation path due to transpression*. Tectonophysics, **125**: 335-356.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERTSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., RAMSEY C.B., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004) - *IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP*. Radiocarbon, **46**: 1029-1058.
- REINECKER J., HEIDBACK O., TINGAY M., SPERNER B. & MÜLLER B. (2005) - *The 2005 release of the World Stress Map*. (available online at www.world-stress-map.org).
- REITER F., FREUDENTHALER C., HAUSMANN H., ORTNER H., LENHARDT W. & BRANDNER R. (2019) - *Active seismotectonic deformation in front of the Dolomites indenter, Eastern Alps*. Tectonics, **37**: 4625-4654.
- RICHTER (1888) - *Die Gletscher der Ostalpen*. Gebrüder Kröner, 306 pp.+4 Tavv. f.t., Stuttgart.
- ROSEMBAUM G., LISTER G.S. & DUBOZ C. (2002) - *Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny*. Tectonophysics, 359, 117-129.
- ROSENBERG C.L. BRUN J.P., CAGNARD F. & GAPAIS D. (2007) - *Oblique indentation in the Eastern Alps: Insights from laboratory experiments*. Tectonics, **26**: TC2003, doi:10.1029/2006TC001960.

- ROSENBERG C.L., SCHNEIDER S., SCHARF A., BERTRANDA A., HAMMERSCHMIDT K., RABAUTE A. & BRUN J.P. (2018) - *Relating collisional kinematics to exhumation processes in the Eastern Alps*. Earth-Science Reviews, **176**: 311-344.
- ROSSI G., FRANCHI G., DINALE R. & MALLAUN C. (2006) - *Ghiacciaio di Malavalle/Übeltalferner. Anno idrologico/Haushaltsjahr 2004/2005*. Galiereport Südtirol-Alto Adige N. 03/2006. Suppl. al Climareport n. 130, 12 pp., Prov. Aut. di Bolzano, Uff. Idrografico. Stampa: Tipografia provinciale, Bolzano.
- ROSSI G., FRANCHI G., MUNARI M. & DINALE R. (2004) - *I ghiacciai della Val Ridanna. Ricostruzioni storiche e ricerche glaciologiche*. Neve e Valanghe, N. 53 (dicembre 2004), pp. 46-59.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B. & GASPERINI P. (2019) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTII5), versione 2.0*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).
- RUBATTO D., REGIS D., HERMANN J., BOSTON K., ENGI M., BELTRANDO M. & McALPINE S.R.B. (2011) - *Yo-Yo subduction recorded by accessory minerals in the Sesia Zone, Western Alps*. Nat. Geosci., **4**: 338-342.
- SANDER B. (1912) - *Über tektonische Gesteinsfazies*. Verh. Geol. Reichsanst., **1912**: 249-257.
- SANDER B. (1914a) - *Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges*. Verh. Geol. Reichsanst., **1914**: 220-240.
- SANDER B. (1914b) - *Beiträge aus der Zentralalpen zur Deutung der Gesteingefüge*. Jhar. Geol. Rechs., **64**: 567-634.
- SANDER B. (1920a) - *Tektonik der Schneeberger Gestirnszüge zwischen Sterzing und Meran*. Jhar. Geol. Rechs., **70**: 257-318.
- SANDER B. (1920b) - *Geologischen Studien am Westende der Hohen Tauern (zweiter Bericht)*. Jhar. Geol. Rechs., **70**: 273-296.
- SANDER B. (1921) - *Zur Geologie der Zentralalpen*. Jhar. Geol. Rechs., **71**: 173-224.
- SANDER B. (1925a) - *Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Bressanone*. Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol. Venezia.
- SANDER B. (1925b) - *Note Illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Bressanone*. Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol. Venezia.
- SANDER B. (1929) - *Erläuterungen zur geologischen Karte Meran - Brixen*. Schlernschriften, Nr. 16, 111 pp., Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.
- SANDER B. & HAMMER W. (1926) - *Note Illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio 'Merano'*. Sez. Geol. Uff. Idrograf. del R. Magistrato alle Acque, 72 pp, Soc. Coop. Tip., Padova.
- SASSI F.P., BELLINI G., PECERILLO A. & POLI G. (1980) - *Some constraints on geodynamic models in the Eastern Alps*. Neu. Jar. Geol. Paleo., **9**: 541-548.
- SASSI F.P., SCHÖNLAUB H.P. & ZANFERRARI A. (1978) - *The pre-Variscian history of the eastern Alps*. In: *Ergebnisse der oesterreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogramms (IGCP) bis 1976*. Zapfe H (editor). Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **3**: 261-277.
- SATIR M. (1975) - *Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**: 41-84.
- SCHARDT H. (1884) - *Etude géologique sur le pays d'Enhaut vaudois*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **20**: 1-183.

- SCHARDT H. (1907) - *Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes*. Arch. Sc. Phis. Nat., **23**: 356-385, 483-496.
- SCHMID S.M. & HAAS R. (1989) - *Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schling Thrust, Eastern Alps*. Tectonics, **8**: 697-718.
- SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSINGL E. & SCHUSTER R. (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. Eclogae Geol. Helv., **97**: 93-117.
- SCHMIDT K., JÄGER E., GRÜNENFELDER M. & GRÖGLER N. (1967) - *Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges*. Eclogae Geol. Helv., **60**: 529-536.
- SCHMIDEGG O. (1932) - *Geologische Spezialkarte der Republich Osterreich, Blatt Sölden und St. Leonhard*. Scala 1:75.000. Geol. Bund., Wien.
- SCHMIDEGG O. (1933a) - *Neue Ergebnisse in den Südlichen Oetztaler Alpen*. Verh. d. Geol. B.A., pp. 83-95.
- SCHMIDEGG O. (1933b) - *Der Bau der Oetztaler-Stubaier Alpen*. Mitt. Döav.
- SCHMIDEGG O. (1936) - *Steilachsige Tektonik und schliggenbau an Sudseite der Tiroler Zentralalpen*. Jb. d. Geol. B.A., Wien.
- SCHMIDEGG O. (1955) - *Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflos am Nöflacher Joch (Brenner-Gebiet)*. Veröff. Museum Ferdinandeum, 26/29, Jahrgänge 1946-1949, (Klebens-berg-Festschrift), Innsbruck.
- SCHMIDEGG O. (1964) - *Die Oetztaler Schubmasse und ihre Umgebung*. Verh. Geol. Bund., **1**: 24-47.
- SCHMIDT K. (1965) - *Zum Bau der suedlichen Oetztaler und Stubaier Alpen*.
- SCHMIDT K., JAEGER E., GRUNENFELDER M. & GRÖGLET N. (1967) - *Rb-Sr und U-Pb-Alterbestimmungen an Proben des Oetztalkristallins und des Schneeberger Zuges*. Rb/Sr and U/Pb age determinations on samples from the Oetztal crystalline complex and the Schneeberger zone. Eclogae Geol. Helv., **60**(2): 529-536.
- SCHMITZ N. (1974) - *Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Pflerschals. Zur Genese eines metamorphen schieht-gebundenen Erzvorkommens aus den Ostalpen*. Geol. Rundsch. **63**: 148-165.
- SCHÖLZHORN H. (2014) - *Industria mineraria*. In: FELIZETTI SORG B. (a cura di), *Comune di Racines*. Comune di Racines, vol. 1, pp. 216-277, Athesia Druck S.r.l., Bolzano.
- SCHROTT F. (1947) - *Der Gletschergarten von Platt in Passeier*. Der Schlern, **21**: 261, Bolzano.
- SCHWEIGL J. (1995) - *Neue geochronologische und isotopengeologische Daten zur voralpidischen Entwicklungsgeschichte im Ötztalkristallin (Ostalpen)*. Jb. Geol. Bundesanstalt, **138**: 131-149.
- SCHUSTER R. & STÜWE K. (2008) - *Permian metamorphic event in the Alps*. Geology, **36**: 603-606.
- SILVERSTONE J. (1988) - *Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: Implications for the unroofing history of the Tauern Window*. Tectonics, **7**: 87-105.
- SERPELLONI E., ANZIDEI M., BALDI P., CASULA G. & GALVANI A. (2005) - *Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: New results from the analysis of permanent and non-permanent GPS Networks*. Geophys. J. Int., **161**(3): 861-880.
- SERVIZIO GEOLOGICO (2007) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni*. Quaderni - Serie III - Volume 7 - Fascicolo VII - Unità tradizionali (2)/2007.
- SHAKESBY R.A., MATTHEWS J.A., MCEWEN L.J. & BERRISFORD M.S. (1999) - *Snow-push processes in pronival (proatalus) rampart formation: geomorphological evidence from Smørbotn, Romsdalsalpane, southern Norway*. Geogr. Ann., **81A**(1): 31-45.

- SLEJKO D., CARULLI G.B., NICOLICH R., REBEZ A., ZANFERRARI A., CAVALLIN A., DOGLIONI C., CARRARO F., CASTALDINI D., ILCETO E., SEMENZA E. & ZANOLLA C. (1989) - *Seismotectonics of the Eastern Southern-Alps: a review*. Boll. Geof. Teor. A., **31**(122): 109-136.
- SMIRAGLIA C. & DIOLAIUTI G. (a cura di) (2015) - *Il Nuovo Catasto dei Ghiacciai Italiani*. Ev-K2-CNR Ed., Bergamo, 400 pp.
- SOLDATI M., BORGATTI L., CAVALLIN A., DE AMICIS M., FRIGERIO S., GIARDINO M., MORTASA G., PELLEGRINI G.B., RAVAZZI C., SURIAN N., TELLINI C. & ZANCHI A. (2006) - *Geomorphological evolution of slopes and climate changes in northern Italy during the Late Quaternary: spatial and temporal distribution of landslides and landscape sensitivity implications*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **29**: 165-183.
- SOLLNER F. & HANSEN B.T. (1987) - 'Pan-afrikanisches' und 'kalcedonisches' Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. Jahr. Geol. B.A., **130**: 529-569.
- SÖLVA H. (1999) - *Strukturgeologische, petrologische und geochronologische Bearbeitung der Hüllserien der eoalpinen Eklogite im südöstlichen Ötztal-Stubai-Kristallin, Südtirol, Italien*. Diploma thesis, Univ. Wien, Austria, 119 pp.
- SÖLVA H., GRASEMANN B., THONI M., THIEDE R. & HÄBLER G. (2005) - *The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria)*. Tectonophysics, **401**: 143-166.
- SÖLVA H., THÖNI M., GRASEMANN B. & LINNER M. (2001) - *Emplacement of eo-Alpine high-pressure rocks in the Austroalpine Ötztal complex (Texel group, Italy/Austria)*. Geodynamica Acta, **14**: 345-360.
- SPALLA M.I. (1989) - *Percorsi P-T e tempi relativi della deformazione nella crosta austroalpina dell'Ötztal: l'ortogneiss di Parcines e le sue rocce incassanti*. Ph. D. Thesis, Univ. Milano, 268 pp.
- SPALLA M.I. (1990) - *Polyphased deformation during uplifting of metamorphic rocks: the example of the deformational history of the Texel Gruppe (Central-Western Austroalpine domain of the Italian Eastern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 125-134.
- SPALLA M.I. (1993) - *Microstructural control on the P-T-t path construction in metapelites from the Austroalpine crust (Texel Gruppe, Eastern Alps)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **73**: 259-275.
- SPERGES J.V. (1821) - *Tyrolische Bergwerksgeschichte, mit alten Urkunden, und einem Anhang worin das Bergwerk zu Schwaz beschrieben wird*. Wien.
- SPICHER A. (1980) - *Tektonische Karte der Schweiz, 1:500.000*. Schweiz. Geol. Komm. Ed.
- SPIESS R. (1995) - *The Pässeier-Jaufen line: a tectonic boundary between Variscan and eo-Alpine meran-mauls basement*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **75**: 413-425.
- SPIESS R., MARINI M., FRANK W., MARCOLOGO B. & CAVAZZINI, G. (2001a) - *The kinematics of the Southern Pässeier fault: radiometric and petrographic constraints*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **81**: 197-212.
- SPITZ A. (1918) - *Studien über die Stellung des Tarntaler und Tribulaunmesozoikums*. Jb., 171-204.
- STAINDL A. (1974) - *Zur Geologie des Pässeiertales*. Der Schlern, **48**(7-9): 394-400, Bolzano.
- STAMPFLI G.M. & BOREL G.D. (2002) - *A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons*. Earth Planet. Sci. Lett., **196**: 17-33.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen*. Geol. Karte. Schweiz (N.F.), **52**: 272 pp.

- STAUB R. (1937) - *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., **72**: 1-115.
- STAUB R. (1964) - *Neuere geologische Studien zwischen Bunden und dem Oberem Veltlin-teil*. Jahresb. Naturf. Ges. Graubundens (N.F.), **90**: 110-216.
- STEFANI M., MANTOVANI M., MAIR V., MARCATO G., PASUTO A. & NÖSSING L. (2013) - *The Ganderberg Landslide (South Tyrol, Italy): Mitigation of Residual Risk by Real-Time Monitoring*. In: MARGOTTINI C., CANUTI P. & SASSA K. (eds) *Landslide Science and Practice*, **2**: 531-535. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31445-2_70.
- STINY J. (1911) - *Die Talstufe von Mareit*. Mitteilungen der K. K. Geographischen Gesellschaft in Wien, **54**: 114-126.
- STOTTER M. (1857) - *Die Oetztaler Masse*. Zsch. d. Ferdinandeums, Innsbruck.
- STUMBÖCK M. (2000) - *Natural Development and Anthropogenic Impacts on the Vegetation of the Pässeiertal, South Tyrol, during the Late-Glacial and Holocene*. Acta Universitatis Carolinae, 2000 Geographica, **35**(Supplementum): 99-110.
- STUIVER M. & REIMER P.J. (1993) - *Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program*. Radiocarbon **35**: 215-230.
- STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK J.W., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MC CORMAC G., VAN DER PLICHT J. & SPURK M. (1998) - *INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP*. Radiocarbon, **40**: 1041-1083.
- STUIVER M., REIMER P.J. & REIMER R.W. (2019) - *CALIB 7.1* [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2019-3-4.
- STÜWE K. & SCHUSTER R. (2010) - *Initiation of subduction in the Alps: continent or ocean?* Geology, **38**: 175-178.
- Suess F.E. (1909) - *Das Anlitz der Erde III*. Bd. 2 Hälfte. Tempsky Vienna.
- TAGLIAVINI F., MANTOVANI M., MARCATO G., PASUTO A. & SILVANO S. (2009) - *Relazione di fine progetto: Frana del Monte Ganda, (Ricerche geologico-tecniche nei siti di frana di Trafoi, Monte Ganda e Barbiano (Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige)*. Progetto INTERREG "MONITOR" cod. Procedura c12907, 98 pp.
- TASSER R. (1994) - *Guida attraverso l'area museale di Monteneve*. Museo Provinciale delle Miniere, Jöchlstuern, Vipiteno, 104 pp., Pluristamp.
- TELLER F. (1877) - *Aufnahmen im oberen Ötz- und Passaieral*. Verh. geol. R. A. Wien, 231-235.
- TELLER F. (1878a) - *Über die Aufnahmen im unteren Vintschgau und im Ifingergergebiet*. Verh. geol. R. A. Wien, 392-396.
- TELLER F. (1878b) - *Geologische Mitteilungen aus der Oetztalergruppe. (Vorlage des Blattes Sölden-St. Leonhard. Vortr.)*. Verh. geol. R. A. Wien, 64-66.
- TERMIER P. (1903) - *Sur la synthèse géologique des Alpes orientales*. C.R. Acad. Sci. Paris, **137**: 939-941.
- TERMIER P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtellina*. Bull. Soc. Geol. France, **5**: 209-289.
- TERMIER P. (1922) - *Sur la structure des Alpes orientales: rapport des Dinarides et des Alpes*. Comp. R. Acad. Sc. Paris, **175**: 1173-1178.
- THÖNI M. (1981) - *Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations in Micas*. Jahrb. Geol. B.-A., **124**(1): 111-174.

- THÖNI M. (1983) - *The thermal climax of the Early Alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. Some chronological and petrological considerations concerning age and grade of the "Schneeberger Kristallisation" in the southern Oetztal basement.* Mem. Sci. Geol., **43**: 319-329, Padova.
- THÖNI M. (1986) - *The Rb-Sr thin slab isochron method - an unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains?* Mem. Sc. Geol., **38**: 283-352.
- THÖNI M. (1988) - *Rb-Sr isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps.* Jb. Geol. B.-A., **131**: 169-201.
- THÖNI M. (1993) - *Neue isotopendaten zur voralpidischen Geschichte des Ötztalkristallins.* Arbeitstagung der geologischen Bundesanstalt, 10-112.
- THÖNI M. (1999) - *A review of geochronological data from the Eastern Alps.* Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **79**: 209-230.
- THÖNI M. (2003) - *Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm-Nd chronometry.* Chem. Geol., **194**(4): 353-379.
- THÖNI M. (2006) - *Dating the eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps - approaches, results, interpretations: a review.* Mineral. Petrol., **88**: 123-148.
- THÖNI M. & HOINKES G. (1983) - *The thermal climax of the early Alpine metamorphism in the austroalpine thrust sheet; some geochronologic and petrologic considerations concerning age and grade of the "schneeberger kristallisation" in the southern Ötztal basement.* Mem. Sci. Geol., **36**: 211-238.
- THÖNI M. & HOINKES G. (1987) - *The southern Oetztal basement: geochronological and petrological consequences of Eo-alpine metamorphic overprinting.* In: FLUGEL H. & FAUPL P. (Eds): *Geodynamics of the Eastern Alps.* Deuticke, Vienna, 200-213.
- THÖNI M. & JAGOUTZ E. (1993) - *Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis.* Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **73**: 177-189.
- THÖNI M., MILLER C., Blichert-Toft J., Whitehouse M.J., Konzett J. & Zanetti A. (2008) - *Timing of high-pressure metamorphism and exhumation of the eclogite-type locality (Klupperbrunn-Prickler Halt, south-eastern Austria): constraints from the correlation of the Sm-Nd, Lu-Hf, U-Pb and Rb-Sr isotopic systems.* J. Metamorphic. Geol., **26**: 561-581.
- THÖNY W.F., TROPPER P., SCHENNACH F., KRENN E., FINGER F., KAINDL R., BERNHARD F. & HOINKES G. (2008) - *The metamorphic evolution of migmatites from the Ötztal Complex (Tyrol, Austria) and constraints on the timing of the pre-Variscan high-T event in the Eastern Alps.* Swiss. J. Geosci., **101**: 111-126.
- TOLLMANN M. (1963) - *Ostalpensynthese.* Deuticke, Wien, 256 pp.
- TOLLMANN M. (1975) - *The importance of the Mesozoic Stangalm in Carinthia for the subdivision of the upper Austroalpine nappe system in the Eastern Alps.* Neu. Jar. Geol. Paleont., **50**(1): 19-43.
- TOLLMANN M. (1977) - *Geologie von Österreich, I, Die Zentralalpen.* Deuticke Verlag, Vienna, 766 pp.
- TOLLMANN M. (1987) - *The Alpidic Evolution of the Eastern Alps.* In: FLÜGEL H.W. & FAUPL P. (1987): *Geodynamics of the Eastern Alps.* Deuticke Verlag Vienna, 361-378.

- TROPPEL P. & HOINKES G. (1996) - *Geothermobarometry of Al_2SiO_5 bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal basement*. Mineral. Petrol., **58**: 145-170.
- TRÜMPY R. (1980) - *Geology of Switzerland. A guide-book. Part A: An outline of the geology of Switzerland*. Schweiz. Geol. Komm., Wepf & Co. Publishers, Basel - New York, 104 pp.
- UNTERWURZACHER M. (2007) - *Tiroler Marmorbaue und bedeutende Vorkommen*. Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandum, **87**: 205-220, Innsbruck.
- VAN GOOL J.A.M., KEMME M.M.J. & SCHREURS G.M.M.F. (1987) - *The Austroalpine Unit west of the Hohe Tauern: The Ötztal - Stubai complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution. Structural investigation along an E-W cross-section in the southern Ötztal Alps*. In: FLÜGEL H. & FAUPL P. (Eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Vienna, 103-111.
- VAN HUSEN D. (1987) - *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt, Wien, 24 pp., 1 carta a scala 1:500.000.
- VIGANÒ A., BRESSAN G., RANALLI G. & MARTIN S. (2008) - *Focal mechanism inversion in the Giudicarie-Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insights on tectonic stress and strain*. Tectonophysics, **460**: 106-115.
- VIGANÒ A., SCAFIDI D., RANALLI G., MARTIN S., DELLA VEDOVA B. & SPALLAROSSA D. (2015) - *Earthquake relocations, crustal rheology, and active deformation in the central-eastern Alps (N Italy)*. Tectonophysics, **661**: 81-98.
- VIGANÒ A., ZAMPIERI D., ROSSATO S., MARTIN S., SELLI L., PROSSER G., IVY-OCHS S., CAMPEDEL P., FEDRIZZI F., FRANCESCHI M. & RIGO M. (2018) - *Past to present deformation of the central-eastern Southern Alps: from the foreland to the Giudicarie belt*. Geological Field Trips and Maps, **10**, doi:10.3301/GFT.2018.01.
- VIOLA G., MANCKTELOW N. & SEWARD D. (2001) - *The late Oligocene-Neogene evolution of the Europa-Adria collision: new structural and geochronological evidences from the Giudicarie fault system*. Tectonics, **20**: 999-1020.
- VON ELTERLEIN A. (1891) - *Beiträge zur Kenntniss der Erzlagerstätte des Schneebergs bei Mayrn in Südtirol: Mit Taf. IV und mehr. Zinkotyp. im Texte*. Diss. A. Hölder, kuk Hof-u. Univ.-Buchh.
- VON HAUER F. (1855) - *Über einige Fossilien aus dem Dolomite des Monte San Salvatore bei Lugano*. Sitzungsber. Math.-natw. Kl. k. Akad. Wiss. XV/3
- WEGENER A. (1912) - *Die Entstehung der Kontinente*. Geol. Rund., **3**: 276-292.
- WEGENER A. (1915) - *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. F. Viewig, Braunschweig.
- WHITNEY D.L. & EVANS B.W. (2010) - *Abbreviations for names of rock-forming minerals*. Am. Mineral., **95**: 185-187.
- ZANCHETTA S. (2005) - *Tectonometamorphic evolution of the Austroalpine basement in the Eastern Alps: insights from structural 3D modelling, metamorphic petrology and experimental modelling*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Milano.
- ZANCHETTA S. (2007) - *Evoluzione tettonometamorfica delle Unità di Texel e dello Schneeberg (Alpi centro-orientali)*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 312-314.
- ZANCHETTA S. (2010) - *The Texel-Schneeberg boundary in the Pfossen valley (South Tyrol, NE Italy): geological-structural map and explanatory notes*. It. J. Geosci., **129**: 395-407.
- ZANCHETTA S., GARZANTI E., DOGLIONI C. & ZANCHI A. (2012) - *The Alps in the Cretaceous: a doubly vergent pre-collisional orogen*. Terra Nova, **24**: 351-356.
- ZANCHETTA S., POLI S., RUBATTO D., ZANCHI A. & BOVE G.M. (2013) - *Evidence for deep subduction of Austroalpine crust (Texel Complex, NE Italy)*. Rendiconti Lincei, **24**: 163-176.

- ZANCHI A., SALVI F., ZANCHETTA S., STERLACCHINI S. & GUERRA G. (2009) - *3D reconstruction of complex geological bodies: examples from the Alps*. *Computer & Geosciences*, **35**: 49-69.
- ZANETTI B. & JUSTIN-VESENTIN E. (1980) - *Il problema di Monteneve: messa a punto alla luce delle nuove conoscenze*. *Rend. Soc. It. Min. Pet.*, **36**: 9-17.
- ZANTEDESCHI C. (1991) - *Geocronologia Rb-Sr sugli gneiss granitoidi del Complesso di Parcines (Alto Adige Orientale)*. *Mem. Sci. Geol.*, **43**: 319-329.
- ZORZI L. (2013) - *From Deep Seated Gravitational Movements to Rock Avalanches: the role of failure mechanism in sudden rock collapse*. Tesi di Dottorato di ricerca in Sc. della Terra, Univ. degli Studi di Padova, 152 pp.
- ZORZI L., MASSIRONI M., GENEVOIS R., SCHNEIDERBAUER S. & MAIR V. (2011) - *Inherited structures and slope evolution: the case of the left slope of the Ridnaun Valley*. *Geophysical Research Abstracts*, **13**, EGU2011-10865-1.

KARTOGRAPHIE

- Franzsiszeische Militäraufnahme Karte von Tirol* (1820 ca.). Sezioni n. 58, 59, 68, 69, a scala 1:28.000. Archivio di Stato, Vienna.
- HENTZNER T. & HELLFARTH C. (1869) - *Gruppe des Oetz- und Stubaiithals*. Scala 1:290.000. Tiroler Landesarchiv.
- Umgebungskarte von Meran* (1887). Scala 1:75.000. K.u.k. Militargeographisches Institut in Wien.
- Ötztal & Stubai. Blatt II. S. Sölden-Ranalt* (1896). Scala 1:50.000. Di S. Simon. Ist. Cartografico di Giesecke & Devrient, Leipzig u. Berlin. Herausgegeben v. Deutschen u. Oesterreichischen Alpen Verein.
- Ötztal & Stubai. Blatt III. S. Gurgl* (1897). Scala 1:50.000. Di S. Simon. Ist. Cartografico di Giesecke & Devrient, Leipzig. Herausgegeben v. Deutschen u. Oesterreichischen Alpen Verein.
- Karte des Brennergebietes* (1920). Kartogr. Anst. G. Freytag & Berndt, Ges.m.b.H., Wien. Herausgegeben v. Deutschen u. Oesterreichischen Alpenverein.
- Karte der Stubaier-Alpen, Südblatt (Hochstubai)* (1937). Scala 1:25.000. Herausgegeben v. Hauptausschuß des Deutschen u. Österreichischen Alpenvereins.
- HAUSHOFER K. & HOFFMANN C. (1876) - *Spezialkarte der Ostalpen - Sect. Timbler Joch e Sect. Hoch Wilde*. Scala 1:50.000. Zeitschrift des Deutschen & Österreichischen Alpenvereins, vol. 7, Tavv. 2 e 3, Monaco.
- HAUSHOFER K. & HOFFMANN C. (1878) - *Spezialkarte der Ostalpen - Sect. Feurstein*. Scala 1:50.000. Zeitschrift des Deutschen & Österreichischen Alpenvereins, vol. 9, Tavola 15, Monaco.
- Carta d'Italia alla scala 1:25.000: Tav. III NO L'Altissima* (ed. 1920, 1923); *Tav. III SO Parcines* (ed. 1920); *Tav. III SE Merano* (ed. 1920, 1938). I.G.M.
- Historische Kartenwerke Tirol, Dritte Landesaufnahme 1864/1887* (Datenstand 1870/1873). Maßstab 1:25.000. Historische Karten Tirol: <https://hik.tirol.gv.at/?basemap=bm0>

PROGETTO

CARG

PROGETTO

CARG

PROGETTO

CARG