



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D' ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n°68 del 2.2.1960)

ERLÄUTERUNGEN

zur

GEOLOGISCHEN KARTE VON ITALIEN

im Maßstab 1:50.000

Blatt 013

MERAN

Erstellt von:

**G.M. Bargossi⁽¹⁾, G. Bove⁽²⁾, M. Cucato⁽²⁾, A. Gregnanin⁽³⁾, C. Morelli⁽²⁾,
A. Moretti⁽²⁾, S. Poli⁽³⁾, S. Zanchetta⁽⁶⁾, A. Zanchi⁽⁶⁾**

Mit Beiträgen von:

**C. Ambrosi⁽²⁾, P. Cortini⁽²⁾, A. Crottini⁽²⁾, P. Macconi⁽⁴⁾, V. Mair⁽⁵⁾,
M. Marocchi⁽¹⁾, L. Montresor⁽²⁾, G. Toffolon⁽²⁾, S. Tumiatì⁽³⁾**

⁽¹⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Bologna

⁽²⁾ Freiberufler, freier Mitarbeiter der Autonomen Provinz Bozen

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

⁽⁴⁾ Abteilung 30 - Wasserschutzbauten (Bozen), Autonome Provinz Bozen - Südtirol

⁽⁵⁾ Amt für Geologie & Baustoffprüfung, Autonome Provinz Bozen - Südtirol

⁽⁶⁾ Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie, Università degli Studi di Milano-Bicocca

Ausführende Körperschaft:



Autonome Provinz Bozen - Südtirol
Amt für Geologie und Baustoffprüfung

Direktor des Geologischen Dienstes von Italien – ISPRA: L. Serva

Verantwortlicher des Projekts CARG des Geologischen Dienstes von Italien - ISPRA: F. Galluzzo

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

FÜR DEN GEOLOGISCHEN DIENST VON ITALIEN – ISPRA:

Wissenschaftliche Revision:

D. Berti, R. Graciotti, M.L. Pampaloni, M. Pantaloni

Kartographische Leitung:

D. Tacchia (Koord.), S. Falcetti

Überprüfung der Informatisierung der geologischen Daten:

C. Cipolloni, M. P. Congi, A. Fiorentino (ASC)

Leitung der Herausgabe:

D. Tacchia, S. Falcetti

FÜR DIE AUTONOME PROVINZ BOZEN - SÜDTIROL

AMT FÜR GEOLOGIE UND BAUSTOFFPRÜFUNG

Operative Leitung:

V. Mair

Informatisierung der geologischen Daten:

G. Bove, C. Morelli, C. Strada, S. Tagnin

Übersetzung aus dem Italienischen:

L. Montresor, A. Stofner, L. Keim, K. Lang

Informatisierung und kartographische Ausarbeitung zum Druck:

SYSTEMCART - ROMA

TECHNISCH-ADMINISTRATIVE VERWALTUNG DES PROJEKTS CARG:

M.T. Lettieri - *Geologischer Dienst von Italien - ISPRA*

L. Keim, C. Morelli - *Autonome Provinz Bozen - Südtirol*

Amt für Geologie und Baustoffprüfung

Dank an die Mitarbeiter der Nationalen Geologischen Komitees für ihren wissenschaftlichen Beitrag.

Druck: **SYSTEMCART** srl - 2010

INHALT

I	- EINLEITUNG	Seite 9
II	- GEOMORPHOLOGIE	» 13
III	- GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	» 21
IV	- FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN	» 27
1.	- OSTALPIN	» 27
1.1.	- HISTORISCHER ÜBERBLICK	» 27
1.2.	- TETKONO-METAMORPHE ENTWICKLUNG	» 32
1.3. -	- METAMORPHOSEALTER DER OSTALPINEN EINHEITEN	» 36
2.	- SÜDALPIN	» 38
3.	- QUARTÄR	» 41
V	- STRATIGRAPHIE	» 43
1.	- VORBEMERKUNG ZUR METHODIK UND TEKTONO-METAMORPHE EINHEITEN	» 43
2.	- OSTALPIN	» 45
2.1.	- TONALE-DECKE: TONALE-EINHEIT	» 45
2.1.1.	- <i>Sillimanit-führende Paragneise (TTP)</i>	» 46
2.1.2.	- <i>Amphibolite (TTA)</i>	» 46
2.1.2.1.	- <i>Granat-führende Amphibolite (TTA_a)</i>	» 47
2.2.	- TONALE-DECKE: ULTEN-EINHEIT	» 47
2.2.1.	- <i>Zweiglimmer-Paragneise (TUN)</i>	» 47
2.2.2.	- <i>Orthogneise (TUO)</i>	» 47
2.3.	- MARLINGER SCHUPPE	» 48
2.3.1.	- <i>Quarzreiche Gneise (OUP)</i>	» 48
2.3.1.1.	- <i>Gebänderte Gneise (OUP_a)</i>	» 49
2.3.2.	- <i>Staurolith-Kyanit-führende Granatglimmerschiefer (OUM)</i>	» 49
2.3.3.	- <i>Quarzite (OUQ)</i>	» 50
2.3.4.	- <i>Orthogneise (OOR)</i>	» 50
2.3.5.	- <i>Leukokrate Orthogneise (OUO)</i>	» 51
2.3.6.	- <i>Amphibolite (OUA)</i>	» 51
2.4.	- ORTLER-CAMPO-DECKE: PEJO-EINHEIT	» 51
2.4.1.	- <i>Zweiglimmergneise (OOP)</i>	» 52
2.4.2.	- <i>Staurolith-führende Granatglimmerschiefer (OMI)</i>	» 54
2.4.3.	- <i>Quarzite (OQU)</i>	» 55
2.4.4.	- <i>Orthogneise (OOG)</i>	» 55

2.4.5.	- Amphibolite (OAF)	» 55
2.4.6.	- Marmore (OMA)	» 56
2.5.	- SCENNA-EINHEIT	» 57
2.5.1.	- Sillimanit-führende Paragneise (OVP)	» 57
2.5.2.	- Sillimanit-führende Glimmerschiefer (OVM)	» 58
2.5.3.	- Quarzite (OVQ)	» 59
2.5.4.	- Amphibolite (OVA)	» 59
2.5.5.	- Marmore (OVB).....	» 60
2.6.	- HIRZER-EINHEIT	» 60
2.6.1.	- Kyanit-Staurolith-führende Paragneise (OCP)	» 61
2.6.1.1.	- Plagioklas-Kyanit-führende Paragneise (OCP_a).....	» 61
2.6.2.	- Quarzite (OCQ).....	» 62
2.6.3.	- Granitoide Orthogneise (OCO).....	» 62
2.6.4.	- Amphibolite (OCA)	» 63
2.6.5.	- Masulbach-Mylonite (OCX)	» 63
2.7.	- PENS-EINHEIT	» 64
2.7.1.	- Metakarbonate (OPD)	» 65
2.7.2.	- Metakonglomerate (OPC)	» 65
2.7.3.	- Hellglimmer-führende granitoide Orthogneise (OPG)	» 65
2.8.	- ST. LEONHARD-EINHEIT	» 66
2.8.1.	- Gebänderte Paragneise (OJP)	» 67
2.8.2.	- Glimmerschiefer (OJM)	» 67
2.8.3.	- Quarzite (OJQ)	» 68
2.8.4.	- Orthogneise mit Feldspat-Porphyroklasten (OJF)	» 68
2.8.5.	- Granitoide Orthogneise (OJO)	» 69
2.8.6.	- Amphibolite (OJA)	» 69
2.9.	- TEXEL-EINHEIT	» 70
2.9.1.	- Gebänderte Paragneise (OTP).....	» 70
2.9.2.	- Glimmerschiefer (OTM).....	» 72
2.9.2.1.	- Quarzreiche Glimmerschiefer (OTM_a).....	» 74
2.9.3.	- Quarzite (OTQ)	» 75
2.9.4.	- Partschinser Orthogneis (OTH).....	» 75
2.9.4.1.	- Migmatitgneise (OTH_a)	» 76
2.9.5.	- Granitoide Orthogneise (OTL)	» 78
2.9.5.1.	- Leukokrate Muskovit-Orthogneise (OTL_a)	» 79
2.9.6.	- Amphibolite (OTF)	» 79
2.9.6.1.	- Granat-führende Amphibolite (OTF_a).....	» 81
2.9.7.	- Granat-führende Amphibolite mit Eklogitresten (OTE)	» 81
2.9.8.	- Kalksilikatmarmore (OTB)	» 83
2.9.9.	- Kalkglimmerschiefer (OTC).....	» 84
2.10.	- SCHNEEBERGER ZUG	» 85

2.10.1.	- Granat-führende Glimmerschiefer (OSF).....	» 85
2.10.2.	- Quarzite (OSQ)	» 87
2.10.3.	- Amphibolite (OSA)	» 87
2.10.3.1.	- Granat-führende Amphibolite (OSA_a)	» 88
2.10.4.	- Kalksilikatmarmore (OSB)	» 88
2.10.5.	- Kalkglimmerschiefer (OSC)	» 90
2.11.	- MAGMATISCHE INTRUSIONSKÖRPER	» 92
2.11.1.	- Pegmatite (OGA).....	» 93
2.11.2.	- Mausloch-Metadiorit (OGD)	» 93
2.11.2.1.	- Metagabbros (OGD_a)	» 94
2.11.3.	- Basisch-intermediäre geschieferte Gänge (f_p)	» 94
2.12.	- GEOCHEMIE DER MAGMATISCHEN PROTOLITHE IM METAMORPHEN GRUNDGEBIRGE UND DER OSTALPINEN INTRUSIONSKÖRPER	» 95
2.12.1.	- Orthogneise und vergleichbare Gesteine	» 95
2.12.2.	- Amphibolite	» 99
2.12.3.	- Mausloch-Metadiorit.....	» 102
3.	- SÜDALPIN	» 102
3.1.	- BRIXEN-EINHEIT	» 103
3.1.1.	- Quarzphyllit (BSS)	» 103
3.1.1.1.	- Hornfelse (BSS_a)	» 106
3.1.2.	- Muskovit-führende Quarzite (BSQ)	» 107
3.1.3.	- Saure Metavulkanite (Porphyroide Auct.) (BSI)	» 107
3.1.3.1.	- Metavulkanite mit großen Augen (BSI_a).....	» 108
3.1.4.	- Metabasite (BSA)	» 108
3.1.5.	- Thermobarometrie des südalpinen Grundgebirges	» 109
3.2.	- PERMISCHER MAGMATISMUS	» 110
3.2.1.	- Kreuzberg-Granodiorit (GMR)	» 111
3.2.2.	- Ifinger-Granodiorit (IVG)	» 112
3.2.3.	- Rhyodazitische Gänge (f_r)	» 114
3.2.4.	- Öttenbach-Rhyodazit (DRD)	» 115
3.2.5.	- Basalkonglomerat Auct. (CGB)	» 118
3.2.6.	- Laugen-Formation (MLC)	» 119
3.2.6.1.	- Epiklastite (MLC_b)	» 120
3.2.7.	- Runggenbach-Formation (ROH)	» 121
3.2.7.1.	- Rhyodazitische Lapilli-Tuffe (ROH_a)	» 124
3.2.8.	- Sarnthein-Formation (RTO)	» 125
3.2.9.	- Leonburg-Formation (ICL)	» 127
3.2.9.1.	- Laven (ICL_a)	» 129
3.2.9.2.	- Epiklastite (ICL_b)	» 129
3.2.10.	- Gargazon-Formation (IGG)	» 130
3.2.11.	- Hafling-Formation (AGO)	» 132

3.2.12.	- Vöran-Formation (COV)	» 134
3.2.13.	- Auer-Formation (ORA)	» 135
3.2.13.1.-	Perdonig-Member (ORA ₁)	» 136
3.2.13.2.-	Vitrophyre (ORA _{1a})	» 136
3.2.14.	- <i>Vulkano-tektonische Entwicklung der Etschaler Vulkanit-Gruppe</i>	» 137
3.2.15.	- <i>Petrographie und Geochemie des permischen Magmatismus</i> ...	» 140
3.2.16.	- <i>Radiometrische Alter der permischen Magmatite</i>	» 144
3.3.	- PERMO-MESOZOISCHE SEDIMENTABFOLGE	» 145
3.3.1.	- <i>Gröden-Formation (GAR)</i>	» 145
3.3.2.	- <i>Werfen-Formation (WER)</i>	» 147
3.3.2.1.	- Tesero- und Mazzin-Member (WER _{1,2})	» 147
3.3.2.2.	- Andraz-Horizont und Seis-Member (WER ₃₋₄)	» 148
3.3.2.3.	- Gastropodenoolith- und Campill-Member (WER ₅₋₆)	» 149
3.3.3.	- <i>Mylonitische Kalke (MOC)</i>	» 150
4.	- SPÄTALPIDISCHER MAGMATISMUS	» 150
4.1.	- ÜBERBLICK	» 150
4.1.1.	- <i>Tonalite (TLG)</i>	» 151
4.1.2.	- <i>Ultrabasische Gänge (f_u)</i>	» 152
4.1.3.	- <i>Basisch-intermediäre Gänge (f_y)</i>	» 153
4.2.	- GEOCHEMIE DER SPÄTALPIDISCHEN MAGMATITE	» 154
5.	- STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN. » 158	
5.1.	- KRITERIEN ZUR STRATIGRAPHIE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN » 158	
5.2.	- STRATIGRAPHISCHE EINHEITEN VOR DEM LETZTEN GLAZI- ALEN HOCHSTAND - MONTE-SPINALE-SUPERSYNTHEM (MS) . » 159	
5.2.1.	- <i>Aberstückl-Synthem (SOI)</i>	» 160
5.2.2.	- <i>Kaltern-Synthem (CLD)</i>	» 162
5.3.	- EINHEITEN DES LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTANDES	» 168
5.3.1.	- <i>Garda-Synthem (SGD)</i>	» 169
5.3.1.1.	- <i>St.-Pankraz-Subsynthem (SGD₄)</i>	» 173
5.3.1.2.	- <i>Weissbrunn-Alm-Subsynthem (SGD₈)</i>	» 175
5.4.	- ALPINES POSTGLAZIALES SYNTHEM (PTG)	» 177
5.4.1.	- <i>Allgemeiner Überblick</i>	» 177
5.4.2.	- <i>Holozäne Gletscherentwicklung und Kleine Eiszeit</i>	» 178
5.4.3.	- <i>Alpines Postglaziales Synthem (PTG): undifferenzierte Ablagerungen</i>	» 180
5.4.3.1.	- <i>Amola-Subsynthem (PTG₁)</i>	» 193
VI	- STRUKTURELLER BAU UND METAMORPHOSE	» 197
1.	- OSTALPIN	» 197
1.1.	- TEKTONO-METAMORPHE EINHEITEN WESTLICH	

	DER PASSEIERTAL-LINIE	» 199
1.1.1.	- <i>Die tektono-metamorphe Einheit des Schneeberger Zuges</i>	» 200
1.1.2.	- <i>Die tektono-metamorphe Texel-Einheit</i>	» 202
1.1.3.	- <i>Tektono-metamorphe Entwicklung der Texel-Einheit und des Schneeberger Zuges</i>	» 210
1.2.	- DIE TEKTONO-METAMORPHEN EINHEITEN ÖSTLICH DER PASSEIERTAL-LINIE	» 215
1.2.1.	- <i>Tektono-metamorphe St.-Leonhard-Einheit</i>	» 215
1.2.2.	- <i>Tektono-metamorphe Pens-Einheit</i>	» 218
1.2.3.	- <i>Tektono-metamorphe Hirzer-Einheit</i>	» 218
1.2.4.	- <i>Tektono-metamorphe Schenna-Einheit</i>	» 220
1.3.	- DIE ORTLER-CAMPO-DECKE	» 221
1.3.1.	- <i>Tektono-metamorphe Pejo-Einheit</i>	» 221
1.4.	- MARLINGER SCHUPPE	» 226
1.5.	- TEKTONO-METAMORPHE EINHEITEN DER TONALE-DECKE	» 227
1.5.1.	- <i>Tektono-metamorphe Ulten-Einheit</i>	» 227
1.5.2.	- <i>Tektono-metamorphe Tonale-Einheit</i>	» 227
2.	- SÜDALPIN	» 232
2.1.	- STRUKTURELLE UND METAMORPHE ENTWICKLUNG DES SÜDALPINEN GRUNDGEBIRGES	» 232
2.2.	- STRUKTURELLER BAU DER PERMO-MESOZOISCHEN ABFOLGE	» 235
3.	- DIE GROSSEN SPÄTALPIDISCHEN TEKTONISCHEN LINIEN	» 238
3.1.	- DIE STÖRUNGEN ZWISCHEN OSTALPIN UND SÜDALPIN	» 238
3.1.1.	- <i>Periadriatisches Lineament - südlicher Abschnitt (nördliche Judikarien-Linie)</i>	» 240
3.1.2.	- <i>Periadriatisches Lineament - nördlicher Abschnitt (Meran-Mauls-Linie)</i>	» 241
3.2.	- TEKTONISCHE LINIEN IM OSTALPIN	» 247
3.2.1.	- <i>Thurnstein-Linie</i>	» 247
3.2.2.	- <i>Masulbach-Linie</i>	» 248
3.2.3.	- <i>Penser Linie</i>	» 249
3.2.4.	- <i>Nördliche Judikarien-Linie / Passeiertal-Linie</i>	» 252
3.2.5.	- <i>Forst-Linie (südliche Passeiertal-Linie)</i>	» 253
3.2.6.	- <i>NE-SW- und NE-SW-gerichtete Störungssysteme im Passeiertal</i>	» 255
3.3.	- TEKTONISCHE LINIEN IM SÜDALPIN	» 257
3.3.1.	- <i>Naiftal-Linie</i>	» 257
3.3.2.	- <i>Die Völlaner Linie</i>	» 259
4.	- NEOTEKTONIK, AKTIVE STÖRUNGEN UND ANMERKUNGEN ZUR REGIONALEN SEISMIZITÄT	» 260

VII	- TECHNISCHE UND ANGEWANDTE GEOLOGIE.....	» 263
1.	- HANGSTABILITÄT UND MASSENBEWEGUNGEN	» 263
2.	- TIEFGRÜNDIGE MASSENBEWEGUNGEN	» 265
3.	- HYDROGEOLOGIE	» 271
4.	- GRUBEN, STEINBRÜCHE UND BERGBAU	» 275
5.	- ÜBERSCHWEMMUNGSEREIGNISSE	» 276
	ABSTRACT.....	» 281
	ANHANG 1.....	» 303
	LITERATURVERZEICHNIS	» 304

PROGETTO
CARG

I - EINLEITUNG

Das Gebiet des Blattes 013 „Meran“ der Geologischen Karte Italiens im Maßstab 1:50.000 liegt in der Autonomen Provinz Bozen – Südtirol, außer einem kleinen Abschnitt in der nordwestlichen Ecke des Kartenblattes, der auf österreichischem Staatsgebiet liegt.

Das Kartenblatt umfasst ausschließlich Gebiete im Großeinzugsgebiet der Etsch. Hierbei handelt es sich um den unteren Vinschgau (*bassa Val Venosta*) zwischen Naturns (*Naturno*) und Algund (*Lagundo*) und das obere Etschtal (*alta Val d'Adige*) zwischen Algund und Burgstall (*Postal*) sowie um die Unterläufe zweier Nebenflüsse, der Passer (*Fiume Passirio*) unterhalb von St. Martin in Passeier (*S. Martino in Passiria*) und der Falschauer (*Rio Valsura*) im äußersten Ultental (*Val d'Ultimo*).

Der östliche Teil des Kartenblattes (Westrand des Sarntals/*Val Sarentina*) liegt im westlichen Einzugsgebiet der Talfer (*T. Talvera*). Zwischen dem Sarntal und dem Passeiertal (*Val Passiria*) erheben sich die westlichen Sarntaler Alpen (*Monti Sarentini*) mit dem überragenden Hirzer (*Punta Cervina*, 2781 m). Dieser Bereich und der südlich daran anschließende, nördliche Abschnitt der Hochfläche von Mölten (*Meltina*) nehmen nahezu die Hälfte des Kartenblattes ein.

Der südwestliche Abschnitt wird vom Rücken Vigiljoch-Naturnser Hochwart (*S. Vigilio*, 1793 m - *Guardia Alta*, 2608 m) bestimmt, der den unteren Vinschgau (*bassa Val Venosta*) vom Ultental (*Val d'Ultimo*) trennt und Richtung Osten ins Etschtal (*Val d'Adige*) abfällt. Der nordwestliche Bereich des Kartenblattes wird im Osten vom Passeiertal (*Val Passiria*), im Süden vom Vinschgau begrenzt und umfasst die Texelgruppe (*Gruppo di Tessa*) sowie einen Teil des Alpenhauptkammes entlang der Staatsgrenze (östliche Vinschgauer Alpen/*Alpi Venoste Orientali*).

tali). Beide Bergregionen sind von zahlreichen Dreitausendern gekennzeichnet, allen voran die Hohe Wilde (*Altissima*, 3480 m). In diesem Gebiet sind noch vereinzelt kleine, vergletscherte Bereiche erhalten, außerdem besteht hier der größte Höhenunterschied (fast 3000 m) ins angrenzende Etschtal bei Meran (*Merano*). Ein Großteil dieses Alpenraumes liegt im Naturpark Texelgruppe, dem größten Naturpark Südtirols.

Die Stadt Meran, von welcher der Name des Blattes herrührt, liegt am Zusammenfluss von Passer und Etsch und stellt als international geschätzte Kurstadt den Hauptort des Gebietes dar.

Geologisch gesehen besteht das Gebiet des Blattes „Meran“ aus ostalpinen und südalpinen Einheiten.

Das geologische Kartenblatt wurde im Rahmen des Projektes CARG (Gesetz Nr. 226/99) unter der wissenschaftlichen Koordination von Prof. ARRIGO GREGNANIN und der Kartierungsleitung von GIUSEPPE MARIA BARGOSSO (Südalpin), MAURIZIO CUCATO (Quartär), STEFANO POLI (Ostalpin) und ANDREA ZANCHI (Tektonik) erstellt.

Die geologische Kartierung und ergänzende Untersuchungen wurden im Zeitraum 2001-2006 von C. AMBROSI, G. BOVE, P. CORTINI, A. CROTTINI, M. CUCATO, A. GRUBER, L. MONTRESOR, C. MORELLI, A. MORETTI, G. TOFFOLON, S. ZANCHETTA durchgeführt. Spezifische Beiträge zur Petrologie des ostalpinen Grundgebirges erfolgten durch S. ZANCHETTA, G. BOVE, S. TUMIATI, A. GREGNANIN und S. POLI, Beiträge zur Petrologie des südalpinen Grundgebirges durch M. MAROCCHI und Beiträge zur Strukturgeologie durch G. BOVE, S. ZANCHETTA und A. ZANCHI. Weitere Geländearbeiten erfolgten durch G. CORTIANA und F. ROTA. Als topographische Kartierungsgrundlage wurde die Karte des I.G.M. herangezogen und auf den Maßstab 1:10.000 vergrößert, darüber hinaus wurde die Technische Grundkarte der Provinz Bozen im gleichen Maßstab verwendet. Zusätzlich zur Geländekartierung erfolgte eine Auswertung von Luftbildern sowie der Orthofotos und des neuen Digitalen Geländemodells (DTM) aus LIDAR-Daten der Autonomen Provinz Bozen – Südtirol.

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, an welcher auch A. GREGNANIN, der Koordinator der vorliegenden Ausgabe, mitkartierte. 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. Diese Karte betrifft zwar nur einen begrenzten Bereich des vorliegenden Blattes, erwies sich jedoch als grundlegend, um einige Unterteilungen und tektonische Lineamente in Richtung Süden zu verlängern. Der südliche Abschnitt des neuen Blattes „Meran“ wird vom geologischen Blatt Nr. 10 „Bozen“

(F° 10 Bolzano) im Maßstab 1:100.000 (AA.VV = Autorenkollektiv, 1956) abgedeckt.

Die durchgeführten geologischen Untersuchungen haben den regionalen Bau der tektono-metamorphen Einheiten sowie die Stratigraphie der permo-triassischen Abfolge, der permischen Magmatite und 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 auf die in den angrenzenden geologischen Blättern verwendeten Einheiten (AVANZINI *et alii*, 2007, DAL PIAZ *et alii*, 2007) zurückgegriffen wurde. In Einzelfällen wurde eine Korrelation auf Basis von ^{14}C -Datierungen vorgenommen. Der Aufbau der Legende stimmt grundsätzlich mit jenen der anliegenden Blätter überein.

Die Gliederung des ostalpinen Grundgebirges erfolgte anhand tektono-metamorpher Einheiten, die voneinander durch 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 Kartierung der permischen Vulkanite erfolgte, in Übereinstimmung mit dem geologischen Blatt „Eppan“, nach einem vulkanologisch-lithostratigraphischen Ansatz. Dieser beruht auf der Abgrenzung von einheitlichen Körpern aufgrund ihrer Lithologie und ihrer vulkanischen Fazies. Die Kartierung dieser Grenzflächen im Sinne der physischen Stratigraphie erlaubte zudem die Rekonstruktion der jeweiligen Geometrien. Hinzu kommen die Charakterisierung der Gesteinszusammensetzung mittels petrographischer und geochemischer Analyse sowie absolute Altersbestimmungen anhand U/Pb-Datierungen an Zirkonen.

PROGETTO
CARG

II - GEOMORPHOLOGIE

(M. Cucato)

Das Gebiet des Blattes „Meran“ kann in folgende orographische Einheiten gegliedert werden: a) die Hochfläche von Mölten-Hafling (*Altopiano di Meltina-Avelengo*); b) die westlichen Sarntaler Alpen (*Monti Sarentini occidentali*); c) das Passeiertal (*Val Passiria*); d) das Etschtal (*Val d'Adige*) und der Vinschgau (*Val Venosta*); e) der Bergrücken Vigiljoch-Naturnser Hochwart (*S.Vigilio-Guardia Alta*); f) das Ultental (*Val d'Ultimo*); g) der Alpenhauptkamm mit dem Pfelderertal (*Val di Plan*) und dem Pfossetal (*Val di Fosse*); h) die Texelgruppe (*Gruppo di Tessa*).

Die Hochfläche von Mölten-Hafling (*Altopiano di Meltina-Avelengo*) entspricht geologisch einem weiten Abschnitt des Südalpins, der sich in Richtung Westen fast bis nach Meran fortsetzt und im Norden vom Naifbach (*Rio di Nova*) bzw. vom Öttenbach (*Rio Deserto*) begrenzt wird. Dieses Gebiet liegt gänzlich oberhalb von 1000 m Mh. mit nur wenigen Zweitausendern im nördlichen Abschnitt (Spieler/*Grava*, 2080 m). Geologisch gesehen bildet dieses Gebiet den westlichen Abschnitt der Etschtaler Vulkanit-Gruppe, deren Gesteine verbreitet im Randbereich der Hochfläche aufgeschlossen sind.

Aufgrund der relativ weichen Gesteinsformationen der permo-untertriassischen Abfolgen – insbesondere aus Werfener Schichten – zeigt das Landschaftsbild typisch sanfte, gerundete Formen. Einzig im Bereich der wichtigsten Taleinschnitte entwickeln sich steile, teils felsig ausgebildete Hänge. Die Landschaftsprägung erfolgte hauptsächlich durch die glaziale Überformung, die auch von den entsprechenden, weit verbreiteten Ablagerungen gut belegt ist.

Nördlich der Hochfläche von Mölten-Hafling (*Altopiano di Meltina-Avelengo*) erhebt sich der Bergrücken der westlichen Sarntaler Alpen (*Alpi Sarentine*



Abb. 1 - Digitales Geländemodell vom Gebiet des Kartenblattes „Meran“ mit den im Text beschriebenen orographischen Einheiten.

occidentali), der das Passeiertal im Westen vom Sarntal (*Val Sarentina*), bzw. Pensertal (*Val di Pennes*) im Osten trennt. Der SSW-NNE-gerichtete, parallel zum Passeiertal verlaufende Rücken reicht im Wesentlichen bis auf über 2400 m, mit einigen Bergspitzen über 2700 m, allen voran der Hirzer (*Punta Cervina*, 2781 m). Eine Besonderheit stellt der teilweise unregelmäßige und strukturell bedingte Gerinneverlauf der linksgelegenen Seitenbäche der Passer (*Fiume Passirio*) dar, welcher vom regionalen geologischen Aufbau und den tektonischen Strukturen beeinflusst wird. Diese steuerten die Entwicklung von aufeinanderfolgenden Längstälern, wie jenes des Rötenschlucht (*Rio Rosso*) im Einzugsgebiet des Masulbaches (*Rio Masul*), mitunter die Entwicklung von Störungstälern (z.B. Naiftal/*Rio di Nova*), aber auch die Bildung von Quertälern, d.h. senkrecht zu den geologischen Strukturen verlaufenden Tälern. Diese Quertäler folgen der Hauptstörung der Gesteine (z.B. Brantltal/*Valle Bruciata*).

Im gesamten Gebiet der Sarntaler Alpen beherbergten die Talschlüsse im

Spätglazial auf beiden Seiten des Rückens zahlreiche lokale Gletscher. Diese Bereiche zeigen die Spuren einer glazialen Überprägung sowohl anhand von Erosionsformen (Rundhöcker) als auch in Form von Ablagerungen (stadiale Moränenwälle). Kleine Kare und Mulden finden sich SE des Grubenkopfs (*M. delle Fosse*, 2606 m), N und NW der Leiterspitze (*Punta della Costa*, 2340 m), NW der Hochwart (*Guardia Alta*, 2748 m), zuweilen mit kleinen Karseen, wie z.B. dem Anteransee (*Lago di Anteran*) und dem Kratzberg See (*Lago S. Pancrazio*).

Das Passeiertal folgt der gleichnamigen Störung und ist von weiten Hängen im ostalpinen Grundgebirge gekennzeichnet. Bis auf das WSW-ENE-verlaufende Kalmtal (*Valle Clava*) als strukturell bedingtes Längstal, können die übrigen rechten Seitentäler des Passeiertals als Quertäler bezeichnet werden. Morphologisch auffällig sind die tiefgründigen Massenbewegungen (DSGSD - *Deep Seated Gravitational Slope Deformation*) auf der linken Talflanke (im Bereich der Ortschaften Prantach/*Prantago* und Schweinsteg/*S. Orsola*).

Eine besondere Rolle für das Verständnis der morphologischen Entwicklung des Blattbereiches spielen die Formen im Talboden. Verglichen mit dem Etschtal weist die Passer eine relativ schmale, im Mittel 200-350 m breite Talsohle zwischen 630 und 360 Höhenmeter auf. Der Bachlauf wird dabei von den Seitenkegeln beeinflusst. Im Talgrund kann man 3 verschiedene Terrassenstufen un-



Abb. 2 - Übersichtsfoto auf das Etschtal (Val d'Adige) von den Mutwiesen (Alpi della Mutta) aufgenommen; links im Bild der Eingang des Passeiertals (Val Passiria); im Vordergrund Dorf Tirol (Tirolo) und rechts davon Meran (Merano).

terscheiden. Die erste, 1-2 m eingetiefte Stufe ist auf eine rezente, örtlich auch anthropogene Aktivität zurückzuführen. Die zweite Terrassenstufe wird von einigen inaktiven Kegeln (z.B. Saltaus/*Saltusio*) rund 20-30 m über dem heutigen Talgrund aufgebaut: vermutlich handelt es sich um unterholozäne Bildungen. Die bedeutendste Terrassenstufe ist jedoch die dritte, d.h. die oberste, die etwa 60-85 m über dem Talgrund liegt und aus Schottern der Passer sowie der Seitenkegel aufgebaut ist (z.B. die Terrasse von Kuens/*Caines*); an ihrem Top liegen glaziale Bildungen des Letzten Glazialen Hochstandes (Garda-Synthem, siehe Kapitel V.5.3.1.). Diese Formen in Verbindung mit radiometrischen Alterbestimmungen (siehe Kapitel V.5.2.2.) erlauben es, für das Oberpleistozän einen rund 50-70 m höheren Verlauf der Passer gegenüber der heutigen Talsohle zu rekonstruieren.

Das Etschtal ist durch steile Hänge und teils Felswände der Etschtaler Vulkanit-Gruppe gekennzeichnet (Abb. 2); von Süden nach Norden nimmt die Steilheit der Talflanken erst bei Tschermers (*Cermes*), mit dem Übergang zu den ostalpinen Gesteinsformationen, etwas ab. Das Etschtal zeigt unterhalb von Meran (*Merano*) einen NNW-SSE-Verlauf, biegt im Stadtbereich zunehmend um und verläuft schließlich oberhalb von Töll (*Tel*) im Vinschgau (*Val Venosta*) in Richtung WSW-ENE. Dieser Richtungswechsel erfolgt nicht rein zufällig, sondern ist auf die tektonisch bedeutende Periadriatische Linie, welche bei Meran gequert wird, zurückzuführen.

Der Vinschgau stellt ein asymmetrisches Längstal mit einer steiler ausgebildeten linken Talseite dar. Diese linke Flanke zeigt auch einen stärker gegliederten Hang aufgrund von tiefgründigen Massenbewegungen (DSGSD), die zwar auf beiden Talseiten auftreten, jedoch in diesem Bereich und besonders im Abschnitt zwischen Algund (*Lagundo*) und Partschins (*Parcines*) besonders fortgeschritten erscheinen. Beide Talflanken werden von Quertälern zerfurcht, die auf der rechten Seite zahlreicher sind und parallel zueinander verlaufen, auf der linken Seite hingegen seltener vorkommen und steiler sind. Hier ist mitunter ein umgelenkter Talverlauf zu beobachten, wie im Falle des Grabbaches (*Rio Grab*) oberhalb von Algund, der einer Senke am NE-Rand der hier auftretenden tiefgründigen Massenbewegung folgt.

Die Etsch (*F. Adige*) durchfließt eine weite Talebene mit einer Breite von 2-3 km südlich von Meran (*Merano*), bzw. von 1,5 km im unteren Vinschgau. Von Burgstall (*Postal*) bis Meran steigt der Talboden auf 9 km Länge von 260 m bis auf rund 300 m Mh. an (mittlere Neigung 4,4 ‰). Der Flusslauf wechselt hier durch den Einfluss der Seitenkegel der Passer (*F. Passirio*) bzw. jenem von Mais (*Maia*) sowie im Anschluss daran durch den Kegel der Falschauer (*Rio Valsura*) auf kurzer Strecke von der rechten auf die linke Talseite. Das Flussbett der Etsch wurde gegen Ende des 19. Jahrhunderts reguliert und begradigt.

Oberhalb von Meran (*Merano*) bis zur Töll (*Tel*) verengt sich das Tal bis auf rund 1 km und steigt auf einer Länge von 4,5 km von 300 bis auf 500 m Mh. an,



Abb. 3 - Übersichtsfoto auf die schmale Hochebene beim Rauhen Bühel (Colle Scabro) am Rücken Vigiljoch-Naturner Hochwart (S. Vigilio-Guardia Alta di Naturno); links im Hintergrund erkennt man eine Gleitstufe der tiefgründigen Massenbewegung der Naturner Hochwart-Vigiljoch-Marlingerjoch (Guardia Alta di Naturno-M. S. Vigilio-Marlengo); in der Mitte hinten der Große Ifinger (Picco di Ivigna, 2581 m) und rechts ein Teil der Hochfläche von Mölten-Haftling (Altupiano di Meltina-Avelengo).

was einer etwa 10 mal höheren, mittleren Neigung gegenüber dem talseitigen Abschnitt entspricht. Die maximale Neigung von 9 % wird südlich der Töllklause (*chiusa di Tel*) erreicht. Es handelt sich um eine Steilstufe, welche das Etschtal (*Val d'Adige*) im Osten vom Vinschgau (*Val Venosta*) im Westen trennt.

Im Vinschgau (*Val Venosta*) wird das Flussbett der Etsch zwischen Töll (*Tel*) und Rabland (*Rablà*) durch die mächtigen Kegel von Töll und Partschins (*Parcines*) auf die rechte Talseite gedrängt. Diese überwiegend von Murtätigkeit gekennzeichneten, im Mittel 12-18 % geneigten Kegel nehmen den gesamten Talbodenbereich ein. Oberhalb von Rabland steigt die Talsohle von 516 m auf 530 m Mh. (Naturns/*Naturno*) an, was bei einem Längsabstand von 6 km einer geringen Neigung von 2,3 % entspricht. Dieser Flachbereich ist zweifelsohne auf eine Verspernung der Etsch durch den Partschinser Kegel mit anschließender Verlandung der Bereiche oberhalb davon zurückzuführen.

Die einzigen Phänomene einer Terrassenbildung entlang der Etsch betreffen die Randbereiche der wichtigsten Kegel (Mais/*Maia*, Partschins/*Parcines*, Töll/*Tel*). Diese ist allerdings einer seitlichen Erosionswirkung des Flusses und nicht

einer Tieferlegung des Flusslaufes zuzuschreiben¹.

Der Bergrücken Vigiljoch-Naturnser Hochwart (*S. Vigilio-Guardia Alta di Naturno*) trennt den Vinschgau vom Ultental, wobei alle drei orographischen Einheiten einen WSW-ENE-Verlauf entlang von geologischen Strukturen aufweisen. Die Wasserscheide steigt dabei fortlaufend an, von 1837 m am Larchbühel (*Dosso dei Larici*) auf 2027 m am Rauhen Bühel (*Colle Scabro*) und schließlich bis auf 2608 m am höchsten Punkt, der Naturnser Hochwart (*Guardia Alta di Naturno*). Im ENE des Rauhen Bühel dominieren abgerundete Formen im Stile einer schmalen Hochebene (Abb. 3), die einen auffälligen Gegensatz zur schroffen und steilen Morphologie des Abschnittes Naturnser Hochjoch-Naturnser Hochwart (*M. Scaglioni-Guardia Alta*) bilden. Während des Letzten Glazialen Hochstandes fand hier eine Transfluenz des Vinschgauer Gletschers statt, welche diesen Rücken bis nahe ans Naturnser Hochjoch prägte. Die höheren Gipfel weiter im SW ragten aus den Eismassen hervor und zeigen demzufolge keine glazialen Erosionserscheinungen. Neben der subglazialen Landschaftsprägung finden sich in diesem Gebiet zahlreiche morhpostrukturelle Hinweise (Geländekanten, Nackentälchen, Zerrspalten) auf die oben angedeuteten tiefgründigen Massenbewegungen.

Das Ultental (*Val d'Ultimo*) ist ein Längstal entlang einer Störungslinie, dessen Entwicklung zumindest in der Anfangsphase der Eintiefung von der Nördlichen Judikarien-Linie vorgegeben wurde. Im Kartenblatt tritt nur der Endabschnitt des Ultenales auf. Speziell die linke Talseite ist von breiten Quergräben durchzogen, die vor allem den unteren und mittleren Hangbereich gliedern. Im Blattbereich verläuft die Falschauer (*Rio Valsura*) in einer engen Schlucht im Kreuzberg-Granodiorit. Das heutige Bachbett liegt hier rund 50-70 m unterhalb eines breiteren Hängetals, welches noch von der komplexen Geschichte des Letzten Glazialen Hochstandes zeugt.

Der Hauptkamm (Gurgler Kamm) als Untergruppe der Ötztaler Alpen (*Alpi Venoste*) bildet die regionale Wasserscheide zwischen den Einzugsbecken der Flüsse Etsch und Inn sowie gleichzeitig die Staatsgrenze zwischen Italien und Österreich. Diese durchwegs über 3000 m angesiedelte Kette erhebt sich mit einigen Gipfeln bis auf über 3400 m, wovon die Hohe Wilde (*Altissima*, 3480 m) das berühmteste Beispiel ist. Ab dieser entwickelt sich ein sekundärer Ausläufer bis zur Hohen Weißen (*Cima Bianca Grande*, 3278 m), der die Wasserscheide zwischen dem Pfelderertal (*Val di Plan*) und dem Pfosental (*Val di Fosse*) bildet. Innerhalb des Hauptkammes kann man nördlich des Langtaler Jochs (*Giogo di Vallelunga*, 3031 m) die Passeirer Alpen (*Alpi Passirie*), die sich außerhalb des Kartenblattes bis zum Timmelsjoch (*P.so del Rombo*, 2478 m) fortsetzen, unterscheiden.

Das Pfelderertal (*Val di Plan*) ist ein asymmetrisches Längstal mit einer steileren linken Flanke mit gegen den Hang einfallenden Strukturen, wohingegen die

¹ Eine echte Flussterrasse entlang der Etsch tritt nur südlich von Volano (TN) auf

flachere rechte Seite talwärts geneigte Strukturen und örtlich mächtige Rutschmassen aufweist. Die Asymmetrie wird weiters dadurch unterstrichen, dass größere Seitentäler nur auf der rechten Talflanke auftreten.

Auch das Pfosental (*Val di Fosse*), im vorliegenden Blatt nur mit seinem Oberlauf (2300-2895 m) vertreten, stellt ein asymmetrisches Längstal dar. Hier dominiert die glaziale Überprägung durch zum Teil noch aktive Gletscher bzw. jüngere glaziale Ablagerungen und Formen.

Das Pfelderertal (*Val di Plan*) und Pfosental (*Val di Fosse*) trennen die Texelgruppe vom Hauptkamm. Der Hauptgipfel der Texelgruppe ist die Hohe Weiße (*Cima Bianca Grande*, 3278 m), welche den Knotenpunkt für zwei weitere Bergkämme darstellt: Der erste – Hohe Weiße-Schrottnner-Schwarze Wand (*Cima Bianca Grande-Croda Rotta-Croda Nera*) – bildet die Wasserscheide zwischen dem Pfosental und dem Zieltal (*Valle di Tel*); der zweite – Hohe Weiße-Lodner-Tschigat (*Cima Bianca Grande-Cima Fiammante-Gigot*) – trennt das Zieltal vom Talschluss des Lazinsertals (*Val di Lazins*). Vom Tschigat (*Gigot*) zweigt zudem in Richtung NE ein weiterer Kamm – Tschigat-Ulsenspitz-Kolbenspitz (*Gigot-Punta di Ulsen-La Clava*) – ab, der eine untergeordnete Wasserscheide im Passeiertal bildet (siehe Abb. 67). Das Grundgerüst dieser Gebirgsgruppe bildet der Partschinser Orthogneis und viele Talabschnitte folgen grob der SW-NE-Richtung der umgebenden Gesteinseinheiten.

Die glaziale Überformung hat auch hier das Landschaftsbild maßgeblich geprägt, so z.B. durch die Bildung von typischen U-Tälern (z.B. Falmtartal/*Valmara*), Talschlusskaren (Faltschnal/*Valcanale*) und Karen (z.B. nördlich der Erenspitze/*Punta dell'Onore*, 2756 m), Rundhöckern und Gletscherschliffen. Unter den Ablagerungsformen finden sich stadiale Moränenwälle in den mittleren und unteren Talbereichen (z.B. bei der Lazinser Alm/*Malga di Lazins*), während gut erhaltene Moränenkomplexe als Zeugen der jüngeren Glazialgeschichte (Kleine Eiszeit) nur in den obersten Talabschnitten über 2500 m zu finden sind. Von den vielen, noch anfangs des letzten Jahrhunderts vorhandenen Gletschern sind heute nur noch zwei im Talschlussbereich des Zieltals (*Valle di Tel*) erhalten. Dies belegt einmal mehr eine generelle Rückzugsphase der Gletscher in den letzten Jahrzehnten (vgl. Kapitel V.5.4.3.1. und Abb. 67).

Die periglaziale Morphologie ist von Blockgletschern gekennzeichnet, wobei viele dieser Formen Relikte einer vergangenen Aktivität gegen Ende des Spätglazials darstellen.

Eine Besonderheit der Texelgruppe bilden das Zieltal (*Valle di Tel*) und das Spronsertal (*Val di Sopranes*) mit seinen zahlreichen Seen im Talschluss: die Spronserseen (*Laghi di Sopranes*) zählen zur größten Seengruppe im alpinen Hochgebirge (2126-2589 m) von Südtirol.

PROGETTO
CARG

III - GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

(M. Cucato, A. Gregnanin, C. Morelli, A. Zanchi)

Das neue Blatt „Meran“ im Maßstab 1:50.000 betrifft eines der vielschichtigsten Gebiete der Zentralen Ostalpen zu beiden Seiten der Periadriatischen Naht. Das kartierte Gebiet umfasst im SE einen Abschnitt des Südalpins (Südalpen) sowie im NNW einen ausgedehnten Bereich mit verschiedenen ostalpinen Einheiten. Das Periadriatische Lineament wird in diesem Gebiet vom nördlichen Abschnitt der NNE-SSW-gerichteten Nördlichen Judikarien-Linie sowie der NE-SW-verlaufenden Meran-Mauls-Linie dargestellt.

Die Südalpen bestehen aus dem metamorphen Grundgebirge und aus der basalen Abfolge der permo-mesozoischen Vulkanite und Sedimentgesteine. Das metamorphe Grundgebirge wird von einem Phyllitkomplex der Brixen-Einheit gebildet, dazu gesellen sich bedeutende Einschaltungen von Porphyroiden aus sauren Metavulkaniten (Oberordovizium?). Diese Einheit zeigt generell eine präpermische Metamorphose; im Zuge der alpidischen Orogenese bildete sich keine neue Schieferung aus. Die Phyllite stellen außerdem das Nebengestein wichtiger permischer Intrusionen (Ifinger- und Kreuzberg-Granodiorit) mit entsprechendem Gangefolge und Kontakthof dar.

Die vulkanische und sedimentäre Abfolge der Südalpen umfasst die unterpermische Etschtaler Vulkanit-Gruppe mit dem Basalkonglomerat und den Vulkaniten bzw. Vulkanoklastiten, darauf diskordant folgend die kontinentalen Ablagerungen des oberpermischen Grödner Sandsteins sowie die transgressiven marinen Ablagerungen der untertriassischen Werfen-Formation. Diese Abfolgen und die permischen Plutone zeigen keine alpidische Metamorphose. Starke, vorwiegend spröde bis spröduktile Deformationen treten entlang des Periadriatischen Lineaments sowie der Hauptstörungen auf.

Die Etschtaler Vulkanit-Gruppe stellt mit einer Oberfläche von 4000 km² und einer Mächtigkeit von bis zu 3500 m ein beeindruckendes Beispiel der permischen, vulkano-tektonischen Aktivität während einer Zeitspanne von 10-12 Ma dar. Im Bereich des Kartenblattes ist der äußerste, nordwestliche Abschnitt dieser vulkanischen Platte aufgeschlossen.

Das Ostalpin besteht aus Gneisen und Glimmerschiefern mit zahlreichen Einschaltungen von Orthogneisen, Amphiboliten und untergeordnet Marmoren, Kalkglimmerschiefern und Quarziten. Das Alter der Ausgangsgesteine der Metasedimente und der Amphibolite ist unbekannt, während Zirkondatierungen am Partschinser Orthogneis ein Alter von 440 Ma ergaben, was als Kristallisationsalter der magmatischen Protolithe interpretiert wurde. Diese Daten stimmen mit zahlreichen Datierungen an Orthogneisen in anderen Gebieten des Ostalpines überein. Im nordöstlichen Blattbereich kommen einige kleine Schuppen von permo-triassischen, ostalpinen Sedimenten vor. Diese bestehen aus Metakonglomeraten, Metasandsteinen und Metakarbonaten und sind weiter östlich des Kartenblattes etwas kontinuierlicher aufgeschlossen. Das ostalpine Grundgebirge ist ausgesprochen polymetamorph und hat mehrere duktile Deformationsphasen während der variszischen und alpidischen Orogenese erfahren.

Der strukturelle Bau des Ostalpines erscheint aufgrund von zahlreichen Scherzonen und Störungen, vielfach auch tertiären Alters, sehr kompliziert. Diese wurden durch jüngste Untersuchungen und durch die Kartierungen im Rahmen des vorliegenden Blattes hervorgehoben. Im kartierten Gebiet treten zahlreiche strukturelle Großeinheiten auf, die ihrerseits in verschiedene tektono-metamorphe Einheiten unterteilt wurden (Abb. 4 und Abb. 5).

Im südwestlichen Blattbereich wurden die *Ulten-Einheit* und die *Tonale-Einheit* (beide *Tonale-Decke*), die *Marlinger Schuppe* und die *Pejo-Einheit* (*Ortler-Campo-Decke*) unterschieden.

Die ***Ulten-Einheit*** wird im SE durch die Nördliche Judikarien-Linie und im NW durch die St.-Helena-Linie begrenzt und enthält Staurolith-Kyanit-führende Gneise. Die ***Tonale-Einheit*** zwischen der St.-Helena-Linie im Süden und der Pawigl-Linie im Norden besteht aus Sillimanit-führenden Gneisen, Quarziten und Amphiboliten.

Die ***Marlinger-Schuppe*** liegt zwischen der Pawigl-Linie im SE und der Forst-Linie im NW, Richtung Meran wird sie im Osten von der Passeier-Linie, die sich hier mit der Nördlichen Judikarien-Linie vereint, begrenzt; hier treten Glimmerschiefer, gebänderte Paragneise, leukokrate Orthogneise, Quarzite und Amphibolite auf.

Die ***Pejo-Einheit*** wird im ESE durch die Forst-Linie begrenzt und ist durch das Auftreten von Metapegmatitlinsen und zahlreichen Marmoreinschaltungen gekennzeichnet; außerdem treten mitunter migmatitartige Gneise mit vergesellschafteten, häufig mylonitischen Paragneisen auf.

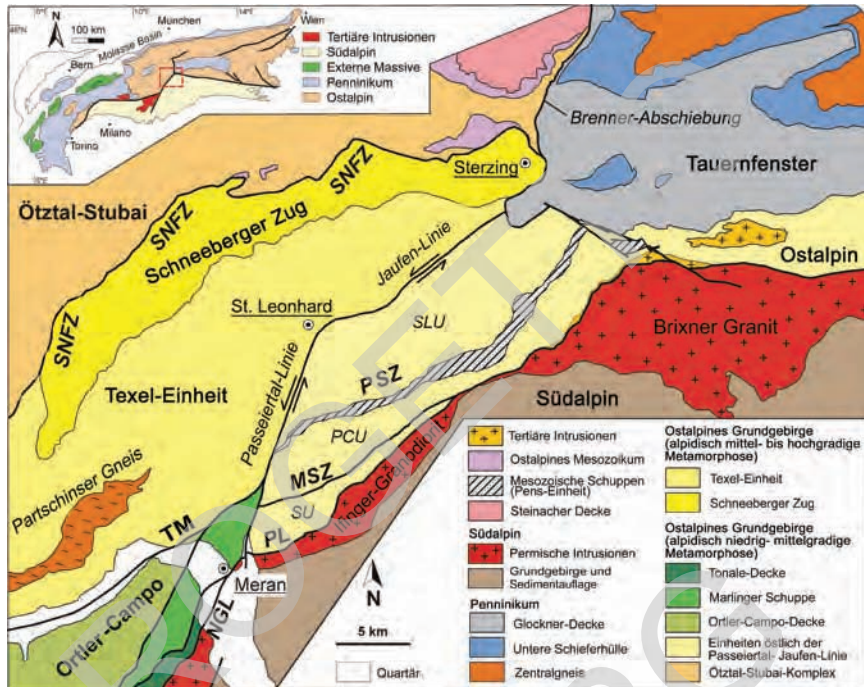


Abb. 4 - Tektonische regionale Übersichtskarte zwischen dem Vinschgau und dem Tauernfenster. SU: Schenna-Einheit; PCU: Hirzer-Einheit; SLU: St.-Leonhard-Einheit; SNFZ: Schneeberg Normal Fault Zone (Schneeberger Abschiebung; SÖLVA *et alii*, 2005); PSZ: Penser Scherzone; MSZ: Masul-Scherzone; TM: Thurnstein-Mylonite; PL: Periadriatisches Lineament; NGL: Nördliche Judikarien-Linie.

Der ostalpine Abschnitt nördlich der Etsch wird von der Nördlichen Passeier-Linie, einer bedeutenden regionalen sinistralen Seitenverschiebung zwischen St. Leonhard in Passeier, Dorf Tirol und Meran, in zwei Abschnitte geteilt. Diese zeigen ausgesprochene Unterschiede in Zusammensetzung und Metamorphosealter: Es handelt sich um die *Texel-Einheit* und den *Schneebergerzug* im Westen, bzw. um die *St.-Leonhard-*, *Hirzer-*, *Pens-* und *Schenna-Einheiten* im Osten.

Die *Texel-Einheit* erstreckt sich westlich der Passer und umfasst den größten Teil der gleichnamigen Berggruppe. Die südliche Grenze wird von einem breiten Mylonitband (Thurnstein-Mylonite), das nur in einem schmalen Bereich nordwestlich von Meran auftritt, dargestellt. Die nördliche Grenze zum *Schneebergerzug* ist durch mylonitische und kataklastische Bänder gekennzeichnet und wird vom Nebeneinander verschiedener Gesteinstypen hervorgehoben. Eine besondere Eigenschaft der *Texel-Einheit* stellen Eklogitreste mit einem radiometrisch bestimmten, alpidischen Alter von 80 Ma (HOINKES *et alii*, 1991; SÖLVA *et alii*, 2001; HABLER *et alii*, 2006; ZANCHETTA, 2007) dar. Die *Texel-Einheit* umfasst

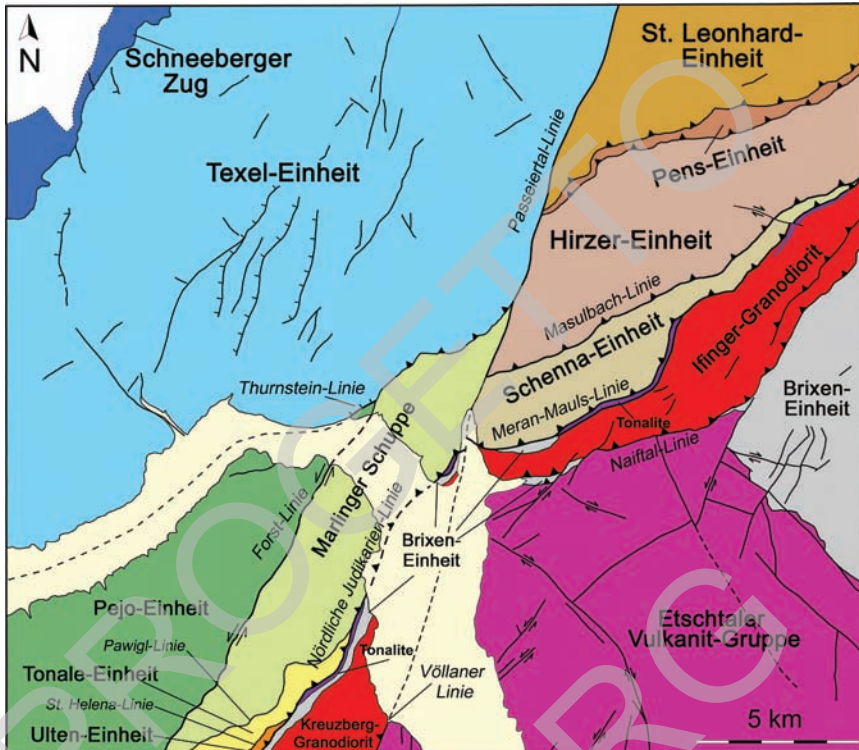


Abb. 5 - Tektonische Karte des Blattes 013 „Meran“.

außerdem eine breite Zone mit ebenfalls alpidischem Glimmeralter (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. Im obersten Abschnitt der Einheit, in der Nähe der Texelspitzen (*Cime di Tessa*) bzw. in Richtung des Kontaktes zum überlagernden *Schneebergerzug* sind Einschaltungen von Marmoren, Quarziten und Amphiboliten vorhanden.

Der *Schneeberger Zug* tritt nur am NW-Rand des Blattes im Bereich des Rückens der Hohen Wilde (*Altissima*) auf und besteht hier aus sehr grobkörnigen (im cm-Bereich) Granat-Amphibol-führenden Glimmerschiefern, die mit Amphiboliten, Karbonat führenden Amphiboliten, Marmoren und Kalkglimmerschiefern wechsellagern. Radiometrische Datierungen zeigen auch für diese Einheit eine bedeutende alpidische Metamorphose (90 Ma) (SÖLVA *et alii*, 2005).

Die vier tektono-metamorphen Einheiten im Osten der Pässeier-Linie weisen radiometrisch ein vorwiegend präalpidisches Alter auf und sind voneinander

durch NNW-fallende, bedeutende Scherzonen, die an der Passeier-Linie abrupt enden, getrennt.

Die **Schenna-Einheit** liegt am weitesten südlich, zwischen der Periadriatischen Linie im Süden (Meran-Mauls-Linie) und der mylonitischen Masul-Scherzone im Norden. Die *Schenna-Einheit* ist durch Gneise und Granat-führende Glimmerschiefer (Granat teilweise durch Sillimanit und Biotit ersetzt) gekennzeichnet.

Die **Hirzer-Einheit** liegt direkt nördlich der Schenna-Einheit und umfasst im Süden das breite Mylonitband der WSW-ENE-verlaufenden, oftmals kataklastisch überprägten Masul-Scherzone. Die *Hirzer-Einheit* ist durch Kyanit-reiche, mitunter Zentimeter groß, gebänderte Paragneise gekennzeichnet.

Diese Einheit wird im N von einer weiteren, bedeutenden Mylonitzone aus stark deformierten Orthogneisen und Schuppen permo-mesozoischer Sedimentbedeckung begrenzt. Hierbei handelt es sich um die **Pens-Einheit**. Die Sedimentbedeckung besteht aus Metakonglomeraten, quarzreichen Metasandsteinen und Metakarbonaten triassischen Alters, die einen sehr niedrigen Metamorphosegrad aufweisen.

Die **St.-Leonhard-Einheit** liegt nördlich der *Pens-Einheit* und wird ihrerseits im Hangenden (NW) von der Jaufen-Linie begrenzt; als typische Gesteine treten gebänderte Paragneise, Glimmerschiefer und leukokrate Orthogneise auf.

Der Festgesteinuntergrund wird vielfach von quartären Ablagerungen (Oberpleistozän-Holozän) überdeckt. Diese sind vorwiegend der glazialen Tätigkeit des Letzten Glazialen Hochstandes (*Last Glacial Maximum* - LGM) und dessen Rückzugsphasen, in einigen Blattbereichen auch jüngeren Ereignissen (Kleine Eiszeit) sowie den aktuellen Prozessen zuzuschreiben. Im gesamten Kartenblatt und vorwiegend in den unteren Hangbereichen treten Ablagerungen von hangdynamischen Prozessen, Massenbewegungen und Lawinen auf. Das Etschtal mit seiner weiten Talebene weist überwiegend alluviale Sedimente mit einem erheblichen Beitrag der verschiedenen Zuflüsse auf. Mitunter können hierbei Murablagerungen (gemischte Kegelablagerungen) überhandnehmen. Es kommen auch kleinere Moorgebiete vor, die allerdings großteils trockengelegt wurden. Im Passeiertal (*Val Passiria*) und bei Dorf Tirol (*Tirol*) sind in den unteren Hangbereichen unterhalb der glazialen Ablagerungen des LGM noch Wildbachschotter und Reste von alten Kegeln zu erkennen. Diese können einer älteren, morphogenetischen Phase während der MIS-3-Stufe (*Marine Isotope Stage*) zugeordnet werden. Weitere ältere Ablagerungen sind sehr begrenzt im Einzugsgebiet der Talfer (*T. Talvera*) aufgeschlossen.

PROGETTO
CARG

IV - FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN

1. - OSTALPIN (A. Gregnanin)

1.1. - HISTORISCHER ÜBERBLICK

Die ersten geologischen Untersuchungen in diesem Gebiet und speziell im Bereich von Meran gehen auf STOTTER (1849, 1857), PICHLER (1859, 1868, 1873), FUCHS (1875a, b) und vor allem TELLER (1877, 1878a, b) zurück. Anschließend erfolgten bis zum Ersten Weltkrieg im Auftrag der Österreichisch-Ungarischen Monarchie (Geologische Reichsanstalt) zahlreiche Beiträge und Vertiefungen der geologischen Aufnahmen von TELLER; 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 dieser Periode wurde auch der Ifinger-Pluton zahlreichen Untersuchungen unterzogen, beispielsweise durch die renommierten Petrographen GRUBENMANN (1869, 1896a, b, 1897) und BECKE (1892, 1912, 1923). Bereits zu Beginn des 20. Jahrhunderts erschien der bekannte *Geologische Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen* von BLAAS (1902). Nach dem Ersten Weltkrieg wurde GIORGIO DAL PIAZ vom *Magistrato alle Acque di Venezia* mit der Erstellung des Blattes „Meran“ (und der anliegenden Blätter „Brixen“ und „Reschen“) der *Carta Geologica delle Tre Venezie* im Maßstab 1:100.000 beauftragt. Dieser wandte

sich an SANDER, der die erforderlichen Kartierungsarbeiten schon abgeschlossen hatte und das Blatt letztendlich auch unter seinem Namen veröffentlichte. Im Jahre 1926 publizierten HAMMER & SANDER die entsprechenden Erläuterungen. SANDER war ein gebürtiger Bozner, arbeitete jedoch in Österreich und führte zu jener Zeit grundlegende Untersuchungen im Bereich des alten Blattes „Meran“, „Reschen“ sowie im Tauernfenster (SANDER, 1914a, b, 1920a, b, 1921, 1925a, b) durch. Aufgrund dieser Studien reifte der Ansatz eines neuen wissenschaftlichen Gebietes, der *Gefügekunde der Gesteine* (1930), die als Basis der modernen strukturgeologischen Arbeiten gilt. Anfang des 20. Jahrhunderts fasste zunehmend die Theorie des Deckenbaus der vortrefflichen schweizerischen und französischen Geologen wie BERTRAND (1884), SCHARDT (1884, 1907), LUGEON (1901, 1902), LUGEON & ARGAND (1905), und ARGAND (1909, 1911a, b, 1916) Fuß.

Eine besondere Rolle spielte hierbei TERMIER (1903, 1905, 1922), der als erster einen strukturellen, lithologischen und stratigraphischen Zusammenhang zwischen Ost- und Westalpen aufzeigte und die Einheiten der Ostalpen in Form eines Deckenstapels (Ostalpin) strukturell über den Einheiten der Westalpen (Penninikum) positionierte. Letztere sind dabei auch in den tektonischen Fenstern des Engadin und der Tauern aufgeschlossen. Seit TERMIERS Studien spielte das Gebiet um Meran eine grundlegende Rolle für die Weiterentwicklung der Deckentheorie, insbesondere hinsichtlich der weiteren Unterteilung des Ostalpins.

Die Deckentheorie von TERMIER wurde in der Folge von SUESS (1909), KOBBER (1923), STAUB (1924, 1937, 1964) und DAL PIAZ GB. (1931-1942) überprüft und weiterverfolgt. Durch ihre Untersuchungen wurde eine Untergliederung des Ostalpins in mindestens zwei Komplexe hervorgehoben: Das Unterostalpin, vorwiegend im Puschlavtal und in den Randbereichen des Engadiner- sowie des Tauern-Fensters auftretend, und das Oberostalpin *s.l.*, das im gesamten Bereich der Ostalpen auftritt. STAUB (1924) unterteilte das Oberostalpin der anderen Autoren nochmals in zwei Deckenkomplexe, die er Oberostalpin *s.s.* und Mittelostalpin benannte. Nach den Arbeiten von STAUB und noch vor dem Zweiten Weltkrieg erschien ein neuer Abriss der Geologie von Tirols von KLEBELSBERG (1935). In der Zwischenkriegszeit war auch SCHMIDEGG, (1932; 1933a, b; 1936) tätig, der nicht nur das Blatt „Sölden“ und „St. Leonhard“ erstellte, sondern auch viele weitere, bedeutende geologische Beiträge abfasste. Auf ihn geht außerdem die Beschreibung besonderer Faltenantypen mit vertikaler Faltenachse, der sogenannten Schlingen, zurück. Diese Phänomene wurden schon von SANDER (1920a, 1929) entdeckt und treten im südlichen Abschnitt der Ötztal-Decke und am SW-Rand des Schneebergerzuges, in der nordwestlichen Ecke des vorliegenden Kartenblattes, auf. Er arbeitete auch an der Steinacher Decke und untersuchte nach dem Zweiten Weltkrieg das Brennermesozoikum und den Bereich des Ötztals (SCHMIDEGG, 1964).

Wie bereits erwähnt, hat die Untergliederung des Ostalpins in untergeordnete

Decken ihren Ursprung in der Deckentheorie von STAUB, die 1924 in der bekannten Abhandlung *Der Bau der Alpen* erstmals erwähnt und in einer zweiten Publikation im Jahr 1964 erneut aufgegriffen wurde. STAUB teilte die vielen ostalpinen Decken den drei Hauptkomplexen Unterostalpin, Mittelostalpin und Oberostalpin, die durch regional bedeutende Überschiebungen voneinander getrennt sind, zu. Nach dem Zweiten Weltkrieg überarbeiteten einige Autoren diesen Ansatz und ließen in die Unterteilung des Ostalpins auch Kriterien einer unterschiedlichen metamorphen Entwicklung der Einheiten einfließen.

Die Unterscheidung zwischen Unterostalpin und Mittel-Oberostalpin basiert auf den Überlegungen mehrerer Autoren (*Tektonische Karte der Schweiz*, SPICHER, 1980) im Gebiet der italienisch-schweizerischen Zentralalpen (Puschlavtal) und am Rand der tektonischen Fenster des Engadin und der Tauern.

Am Osthang des unteren Puschlavtals (Sondrio und Schweiz) liegt das Mittel-Oberostalpin *Auct.* über dem Unterostalpin (*Err-Bernina*). Die Überschiebung wird durch eine Dolomitschuppe, welche laut Tektonischer Karte der Schweiz der Bedeckung der Err-Bernina-Decke zuzuordnen ist, unterstrichen. Die auflagernden Kristallingesteine erhielten den Namen *Campo-Decke*. Im oberen Puschlavtal findet sich eine ähnliche Situation, aber dem kristallinen Grundgebirge am Top der Sedimenteinheiten der Err-Bernina-Decke wurde der Name *Languard-Decke* (nach dem Piz Languard) gegeben. Laut STAUB handelt es sich hierbei um eine die Campo-Decke unterlagernde Einheit, was aber keine vordergründige Rolle spielt. Aus den oben genannten beiden Namen wurde schließlich der Begriff *Languard-Campo* für einen Abschnitt des Mittel-Oberostalpins abgeleitet. Im Gebiet des oberen Veltlins treten verbreitet Reste einer Sedimentbedeckung am Top der Campo-Decke auf; es handelt sich um nicht metamorphe, vorwiegend mesozoische (bis zur Kreide) Karbonatgesteine. SW der Zebrùspitze treten Konglomerate (Basalkonglomerat *Auct.*) auf, die in direktem Kontakt zu den überlagernden triassischen Evaporitlagen stehen. Die gesamte Abfolge ist vom Grundgebirge abgeschert (Zebrù-Linie *Auct.*), wodurch einige Autoren sie als eigenständige, sogenannte *Ortler-Decke* ansehen, die auf der *Campo-Decke* aufliegt. Andere Autoren sehen in der Sedimentabfolge des Ortler-Zebrù-Gebietes eine sedimentäre Auflage des weiter im S und E liegenden, entlang des Vinschgauer Südhanges aufgeschlossenen Grundgebirges (Campo *s.l.*). Hier wird das ostalpine Grundgebirge im Hangenden von Phylliten (Cevedale-Phyllite) aufgebaut. Das Grundgebirge unterhalb der Phyllite wurde von STAUB als *Pejo-Serie* im Süden, bzw. als *Laaser Serie* im Norden bezeichnet, wobei letzterer Ausdruck auf HAMMER (1912) zurückgeht. Die gleichwertigen Bezeichnungen *Campo-Ortler* und *Ortler-Campo* für einen Abschnitt des Mittelostalpins haben ihren Ursprung in diesen Einheiten der tektonischen Karte von STAUB sowie der Tektonischen Karte der Schweiz.

Wie bereits angedeutet, unterteilte STAUB (1924) die Einheiten über dem Unterostalpin in zwei Komplexe oder Großdecken, das *Mittelostalpin* und das *Obe-*

rostalpin (Abb. 6). Nach STAUB sind diese beiden Komplexe durch die *Schlinig-Linie* voneinander getrennt. Diese stellt demzufolge den südlichen Ausbiss der weiten Überschiebungsfläche des Oberostalpins auf das Mittelostalpin dar, bzw. der Überschiebung der *Ötztal-Decke* auf die *Ortler-Campo-Decke*. Der Kontakt ist im Schlinigtal gut erkennbar, wo gebänderte Paragneise der Ötztal-Decke im Norden den Deckenkomplex im Süden (Sesvenna, S-Charl, Quattervals, Ortler, Campo) überfahren. In diesem Bereich wird der Verlauf der Linie von permotriassischen Sedimentschuppen hervorgehoben. In der bereits erwähnten Abhandlung von STAUB (1924) werden die Ötztal-Decke und die Überschiebungsserien der Silvretta-Decke im NW der Engadiner Linie ins Oberostalpin gestellt; außerdem setzte der Autor die Chavalatsch-Klippe (mittlerer Vinschgau) wie auch die Tonale-Einheit am Südrand des Ostalpins (Periadriatische Linie) mit diesen Einheiten in Verbindung.

		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. 6 - Übersicht der ostalpinen Decken in der Literatur.

Von West (Schweiz) nach Ost kann man im Vinschgau die Schlinig-Linie am Felsprung des gleichnamigen Hängetals, gegenüber von Mals (*Malles*), erkennen und am orographisch linken Hang bis nach St. Martin am Kofel (*S. Martino di Laces*) verfolgen. Danach quert die Linie nach STAUB (1924) den südlichen Teil

des Blattes „Meran“ und teilt dieses somit in zwei geologische Bereiche.

Die Hypothese von STAUB wurde von DAL PIAZ GB. (1933-1937) und von HAMMER (1938) angezweifelt. Sie maßen der Schlinig-Linie nicht dieselbe Bedeutung zu und widersprachen einer Aufteilung des Ostalpins in drei große Deckenkomplexe.

Die Meinung von DAL PIAZ und HAMMER fand lange Zeit große Zustimmung und bis vor kurzem wurden das Mittelostalpin und das Oberostalpin von STAUB in einem einzigen Komplex, dem **Oberostalpin**, zusammengefasst.

Gleichzeitig erarbeiteten andere Autoren wie TOLLMANN (1975, 1977, 1987) eine neue Unterteilung des Ostalpins auf Basis von Beobachtungen im Alpenraum nördlich und östlich des Tauernfensters. Den zwei, bereits von STAUB, DAL PIAZ und HAMMER beschriebenen Deckenkomplexen westlich des Tauernfensters wurde eine weitere, ostalpine Decke aufgesetzt, deren Hauptabschnitt von der sogenannten **Paläozoischen Serie** dargestellt wird. Dabei handelt es sich vorwiegend um Phyllite und Metapsammite, die zwischen dem Brennerpass und dem mittleren Inntal auftreten. Auf Südtiroler Gebiet wurden dieser Decke die Steinacher Phyllite im Hangenden der „Brennertrias“ *Auct.* sowie die Schleyerwand-Klippe (*M.te Velo*), die im Hangenden der triassischen Abfolgen der Telfer Weißen (*Cime Bianche*) oberhalb von Sterzing (*Vipiteno*) auftritt, zugeordnet. TOLLMANN führte hierfür ein neues Oberostalpin ein, das nicht mit jenem der vorherigen Autoren übereinstimmt.

Angesichts der Mehrdeutigkeit von Mittelostalpin und Oberostalpin gebrauchte TRÜMPY (1980) einen neutralen Begriff, nämlich **Zentralostalpin** für die Einheiten zwischen dem klassischen Unterostalpin und den Nördlichen Kalkalpen.

In den modernen Fortführungen der TERMIER'SCHEN Deckentheorie geht die Trennung des variszischen Orogens (370-310 Ma) auf die permische Öffnung der Tethys und die anschließende Ausbreitung des Ozeans zurück. Dadurch kam ein Teil des variszischen Gebirges am euroasiatischen, der andere am afrikanischen Kontinentalrand (Adria-Mikroplatte bzw. „afrikanischer Sporn“ nach BERTOTTI *et alii*, 1993) zu liegen. Ab dem Oberjura bzw. nach der Öffnung des Nordatlantiks, begannen Afrika und Eurasien sich aufeinander zuzubewegen, wodurch ein Subduktionsprozess unterhalb des afrikanischen Kontinentalrandes einsetzte. Die schnelle Schließung der westlichen Tethys führte zur allmählichen Kollision, die zur Kreidezeit im Bereich der heutigen Ostalpen begann und sich bis ins Tertiär im Bereich der heutigen Zentral- und Westalpen fortsetzte. Infolge dieser Kollision wurde ein Teil des passiven Randes der Adria-Mikroplatte, das heutige Ostalpin, in Richtung Norden über Reste ozeanischer Lithosphäre und kontinentale Einheiten, die ursprünglich am Nordrand der Neo-Tethys (Penninikum) lagen, überschoben. Auf Basis zahlreicher radiometrischer Altersbestimmungen (Turonium-Coniacium ca. 90 Ma) dürfte in Übereinstimmung mit FRANK (1987) in dieser Zeit, oder knapp davor, die Deformation der ostalpinen Einheiten einset-

zen. Das Auftreten von Hochdruck- und Ultrahochdruck-Fazies 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) wird auf eine Schließung des Meliata-Ozeans (SCHMID *et alii*, 2004) bzw. auf eine intrakontinentale Subduktion innerhalb des Ostalpins (JANÁK *et alii*, 2004) zurückgeführt.

Die Grundgebirgseinheiten im Blattbereich „Meran“ stellen also die kontinentale Kruste des ursprünglich afrikanischen Plattenrandes, der zuvor eine variszische Gebirgsbildung erfuhr und im Folgenden in die alpidische Orogenese eingebunden wurde, dar. Diese Gesteine liegen heute in zwei getrennten tektonischen Komplexen vor, dem Sudalpin südlich der Periadriatischen Naht und dem Ostalpin im Norden derselben. Die Unterschiede zwischen den beiden Komplexen liegen hauptsächlich in der alpidischen Überprägung der älteren, variszischen Strukturen. Die alpidische Metamorphose ist im südalpinen Grundgebirge und seinen auflagernden Sedimentgesteinen kaum ausgebildet, während in den ostalpinen Einheiten zahlreiche entsprechende Hinweise zu erkennen sind.

1.2. - TETKONO-METAMORPHIE ENTWICKLUNG

Ab den 1960er Jahren wurden auf Südtiroler Gebiet zwischen der Staatsgrenze Italien-Österreich und dem Bereich Meran und Sarntal zahlreiche petrographische und geologische Arbeiten publiziert, wobei das Hauptaugenmerk vielfach auf der Rekonstruktion der strukturellen und metamorphen Entwicklung der Kristallingesteine lag. Die Erstellung des geologischen Blattes „Meran“ der *Carta Geologica d'Italia* im Maßstab 1:100.000 (Autorenkollektiv = AA.VV., 1971) gab hierbei einen wichtigen Anstoß.

Obwohl zahlreiche bedeutende tektonische Lineamente, wie die Schneeberg-Linie, die Penser Linie (Pens Synklinale, *Auct.*), die kataklastische Gratsch-Zone, die Vigiljoch-Forst-Linie und die wichtige Schlinig-Linie, bereits bekannt waren, wurde das kristalline Grundgebirge im Blattbereich „Meran“ nur in zwei Einheiten unterteilt, dem Meran-Mauls-Antholz-Komplex und dem Schneeberger Zug. Spätere Arbeiten (SCHMID & HAAS, 1989) sahen im westlichen Abschnitt der Schlinig-Linie, wo das Öztaler Kristallin auf die Sedimenteinheiten der Engadiner Dolomiten überschoben wird, eine oberflächennahe Scherzone. In Richtung Osten (Vinschgau) würde die Störung allerdings tiefer abtauchen und den Charakter einer intrakrustalen Scherzone mit mehreren Hundertermetern Mächtigkeit annehmen. Wie bereits von STAUB (1924) vertreten, würde die Linie dabei das untere Schnalstal (*Val Senales*) queren, allerdings mit W-gerichtetem Transport der Einheiten im Hangenden (Öztaler Kristallin *Auct.*).

Die veröffentlichten Arbeiten dieser Zeit ergaben eine recht einheitliche Ge-

steinszusammensetzung des gesamten ostalpinen Grundgebirges, mit Ausnahme des Schneeberg-Komplexes (Schneeberger Zug), für den neue Ansätze angestrebt wurden. Diese Einheit weist in petrographischer Hinsicht sehr schöne und eigenartige Gesteinstypen auf und ist für ihre Ausbildung von Amphibol- und Granat-Megablasten bekannt.

In den Erläuterungen von 1926 zeigten SANDER & HAMMER eine Ähnlichkeit zwischen den bleifarbenen Schneebergerschiefern und der Schieferhülle des Tauernfensters auf. Bei letzterer handelt es sich um die phyllitische Hülle im Liegenden der Pfitscher Karbonate und der Bündnerschiefer mit Grüngesteinen, welche die tonalitisches-granitischen Orthogneise des Tauernfensters (Tux-Großvenediger) umgibt. In diesen Gesteinen der Schieferhülle beobachtete SANDER eine Metablase von Biotit, die er einer sogenannten Tauernkristallisation alpidischen Alters zuordnete. Spätere Datierungen von SCHMIDT *et alii* (1967) ergaben ein Alter von 35-45 Ma. Die Protolithen der bleifarbenen Phyllite des Tauernfensters wurden aufgrund ihrer lithologischen Ähnlichkeit mit karbonischen Gesteinen im Piemont von BAGGIO & DE VECCHI (1974) ebenfalls dem Karbon zugeordnet. TERMIER (1903, 1905, 1922) hielt den Schneeberger Gesteinszug für eine Antiform in Verbindung mit dem Tauernfenster-Penninikum. JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN (1965, 1971) übernahmen nicht nur die alpidische Metamorphose der Schneebergerschiefer auf Basis der Biotit-Datierungen von SCHMIDT *et alii* (1967), sondern schlugen auch ein alpidisches Alter für deren Protolithen vor. Ausschlaggebend hierfür war ein vermutetes „Basalkonglomerat“ an der Basis des Schneeberg-Komplexes bei der Hohen Kreuzspitze (*M.te Alta Croce*).

Bezüglich der duktilen Deformation im Grundgebirge unterhalb des Schneeberger Zuges erkannten ADAMI *et alii* (1964) und GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b) mehrere Deformationsphasen, wobei die ersten zwei (D_1 und D_2) die Entwicklung der regionalen Schieferung steuerten. Speziell in den Arbeiten von GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b), wurde die metamorphe Geschichte und das Auftreten verschiedener Generationen von prä-, syn- und postkinematischen Mineralien detailliert geschildert. Diese Arbeiten hoben die Bedeutung der letzten, postkinematischen Kristallisationsphase (post- D_2) hervor und stellten diese der Laaser Kristallisation von SANDER & HAMMER (1926) gleich. Diese Autoren stellten die silberfarbenen Glimmerschiefer des Meran-Mauls-Antholz-Komplexes (*complesso di Merano-Mules-Anterselva*) im Blatt „Meran“ mit den im Vinschgau auftretenden Laaser Glimmerschiefern im Gebiet der Laaser Marmore auf eine Ebene. Gleichzeitig bezeichneten sie die Marmore im Meraner Blattbereich, z.B. jene im Ratschingsertal (*Val Racines*), ebenfalls als *Laaser Marmor* und ordneten die deutlich postkinematische Kristallisation im Meraner Raum der Laaser Kristallisation zu.

GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b) führten die zwei obengenannten Deformationsphasen und die Laaser Kristallisation auf eine präalpidische, variszische

Metamorphose zurück. Spätere, vermutlich alpidische Deformationsphasen, äuberten sich hingegen in der retrograden Überprägung einiger Mineralien zu Gunsten von Chlorit, Serizit (oft Paragonit) und Chloritoid, ohne jedoch eine neue Schieferung oder Mineralneubildungen zu bewirken. Als recht verbreitete Indexminerale, die alle blastischen Phasen von M₁ und M₂ sowie den Höhepunkt in der (post-M₂) Laaser Kristallisation durchliefen, treten Granat, Staurolith und Kyanit, sehr selten Sillimanit, auf. Letzterer kommt hingegen verbreitet in einem Streifen zwischen Masulbach (*Rio Masul*) und Schenna (*Scena*), am linken Hang des Passeiertals, vor (LORENZONI & ZANETTIN-LORENZONI, 1965 und 1966) (siehe Kapitel 2.5.).

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 mit den Paragneisen, sondern einzig in Gesellschaft mit den Glimmerschiefern auf. Diese Lithostratigraphie wurde später von GREGNANIN (1980) durch die überlagernden Phyllite (\pm Marmore) ergänzt und sollte dem Autor nach im ganzen Ostalpin und Südalpin Anwendung finden.

GREGNANIN & PICCIRILLO (1972, 1974) verglichen die Paragenesen des Passeiertals mit jenen der Ötztal-Decke und zeigten, dass in letzterer nach der Kyanit-Hochdruckphase eine präalpidische Dekompressionsphase auftritt. Diese generell ebenfalls hochgradige Phase ist durch die Instabilität von Almandin in den Metapeliten und dessen Umwandlung in Biotit \pm Sillimanit sowie durch eine schwach ausgeprägte Neubildung von Andalusit gekennzeichnet. Nach Meinung der Autoren geht ein Großteil des ostalpinen Sillimanits auf diese Phase zurück.

Auf Südtiroler Gebiet wurden strukturgeologische Untersuchungen nach modernen Methoden erstmals von VAN GOOL *et alii* (1987) im Gebiet zwischen Reschenpass (*Passo Resia*) und Schneeberg, an Gesteinen der Ötztal-Decke, der Texel-Einheit und des Schneeberger Zugs vorgenommen. Die Autoren erkannten und kartierten drei Deformationen, die bereits bekannten D₁, D₂ und D₃, und beschrieben deren Ausbildung, die entstandenen Interferenzen und die jeweiligen Metamorphoseeigenschaften. Diese Elemente wurden von anderen Autoren im oberen Spronseral (*alta Val di Sopranes*, SPALLA, 1989, 1990 und 1993) und im mittleren-oberen Passeiertal (GREGNANIN *et alii*, 1995) bestätigt.

Einige Aspekte der holländischen Autoren sind grundlegend für die Interpretation der Deformations- und Metamorphosegeschichte des ostalpinen Grundgebirges im Blattbereich „Meran“: (i) die bestimmende Metamorphose und die Hauptschieferung sind auf die Phasen D₁ und D₂ zurückzuführen; (ii) die Phase D₃ hat keinen Einfluss auf das mesoskopische und mikroskopische Gefüge der Gesteine und dürfte präalpidischen Alters sein; (iii) die eoalpidische Metamorphose führte zu keinen Deformationsstrukturen, auch nicht in der „Staurolith-Zone“ oder AMA nach THÖNI & HOINKES (1983), wobei das Fehlen von Interferenzmustern von

alten und neuen Deformationen am Rand dieser Zone unterstrichen wird; (iv) der Schneeberg-Komplex unterlag denselben Deformationen wie das umliegende Grundgebirge (in Übereinstimmung mit HELBIG & SCHMIDT, 1978; MAURACHER, 1981; SCHREURS, 1985).

Somit ergibt sich eine Übereinstimmung mit den vorherigen italienischen Autoren hinsichtlich Ursprung der regionalen Schieferung und Ausbildung der wichtigsten Mineralparagenesen.

Wenn man die Auswirkungen dieser Deformationen in mittlerem und großem Maßstab betrachtet, führen VAN GOOL *et alii* (1987) die Kilometer großen Falten in den Marmorlagen der Hohen Weiße (*Cima Bianca Grande*) und der Lodnerspitze (*Cima Fiammante*) auf die Deformation D₂, die Entwicklung der großen Strukturen am SW-Rand des Schneeberg-Komplexes, einschließlich der für das südliche Ötztal charakteristischen klassischen Schlingen (SANDER, 1912 und 1929), hingegen auf die Deformation D₃ zurück. Bei letzteren handelt es sich um isoklinale Falten mit vertikaler bis subvertikaler Achse. SCHMIDEGG (1936) zog für diesen Falten typ eine Entwicklung in tiefen Krustenbereichen in Betracht. PURTSCHELLER (1969), GREGNANIN & PICCIRILLO (1972), SCHMIDT (1965) und THÖNI (1981) sowie die obgenannten holländischen Autoren geben diesen Strukturen ein variszisches Alter, während SANDER (1929), KOBER (1955), TOLLMANN (1963) und SCHMIDEGG (1964) ein alpidisches Alter vertraten.

In der Folge führten GREGNANIN & VALLE (1995) und GREGNANIN *et alii* (1995) in weiten Gebieten zwischen Kolbenspitze (*La Clava*) und Schneeberg (*Monteneve*), in der Texel-Einheit und dem Schneeberger Zug tektono-metamorphe Untersuchungen durch. Die Ergebnisse stimmen grundsätzlich mit jenen von VAN GOOL *et alii* (1987) bzw. den früheren überein, im Sinne einer Entwicklung der Hauptschieferung während der Deformationphasen D₁ und D₂ sowie einer charakteristisch postkinematischen Kristallisation am Ende der Deformation D₂. Außerdem wurde der nachfolgenden Deformation D₃ eine untergeordnete Schieferbildung und Metamorphose in retrograder Grünschiefer-Fazies zugeordnet. Im Gegensatz zu den holländischen Autoren, stellten sie auf Basis von Beobachtungen im Gelände ein alpidisches Alter von D₃ fest. Die Autoren bestätigten, dass die D₃-Deformation trotz ihrer sekundären Rolle auf der mesoskopischen Skala für den geometrischen Bau im regionalen Maßstab wichtig war. Eine grobe Abschätzung von GREGNANIN *et alii* (1995) schrieb dieser Phase D₃ mindestens 60% der großen Strukturen im hinteren Pässeiertal, oberhalb von St. Leonhard (*S. Leonardo in Passiria*), 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 werden der Deformationsphase D₂ zugeschrieben, wenn auch die Phase D₃ oftmals die D₂-Faltenstrukturen parallel zur eigenen Haupttrichtung ausrichtete.

1.3. - METAMORPHOSEALTER DER OSTALPINEN EINHEITEN

Das Metamorphosealter des ostalpinen Grundgebirges im Kartenblatt „Meran“ ist seit jeher Gegenstand heftiger Kontroversen, vor allem hinsichtlich der Existenz einer bedeutenden alpidischen Überprägung der variszischen Strukturen und Mineralparagenesen. Die Unterscheidung zwischen variszischer und alpidischer Metamorphose wird durch die Tatsache erschwert, dass permo-mesozoische Sedimente bzw. Metasedimente hier äußerst selten auftreten. Solche Sedimentbedeckungen erlaubten in anderen Abschnitten der Alpenkette eine klare Unterscheidung zwischen präalpidischer und alpidischer Metamorphose bzw. Deformation.

Die vorhandenen sedimentären Auflagen des Ostalpins sind örtlich begrenzt und umfassen die Ortler-Decke, die viele Zehnerkilometer westlich des Blattes „Meran“ liegt, die Sedimente bzw. Metasedimente der Pens-Mauls-Synklinale *Auct. (sinclinale di Pennes-Mules)*, die Kalk- und Dolomitschollen der Telfer Weißen (*Cime Bianche di Telves*) sowie das Brennermesozoikum (*Triassico del Brennero*).

Im Blattbereich „Meran“ stellt die Pens-Mauls-Synklinale *Auct.* den einzigen erhaltenen Rest von Sedimentabfolgen dar. Aus strukturgeologischer Sicht sind jedoch auch die Sedimentbedeckungen im Bereich der Schneeberger Erzbergwerke, wo dieselben Einheiten wie im Blatt „Meran“ aufgeschlossen sind, zu berücksichtigen.

Die mesozoische Sedimentbedeckung der Penser Synklinale *Auct.* besteht aus fossilführenden Karbonaten, die auf Quarziten und auf teilweise geschiefertem Basalkonglomerat *Auct.* liegen. Das unterlagernde Grundgebirge wird aus stark kataklastischen Orthogneisen, denen TELLER die Bezeichnung Wackengneis gab, aufgebaut. Die Orthogneise liegen ihrerseits auf Glimmerschiefern mit Zentimeter großem Kyanit. Die geologische Aussage über das Alter der Schieferung im Grundgebirge und die Auswirkungen der Deformation D_3 ist daher klar.

Laut GREGNANIN *et alii* (1995) ist das Grundgebirge im Bereich zwischen St. Martin in Passeier (*San Martino di Passiria*) und Schneeberg (*Monteneve*) durch dieselben Deformationen D_1 , D_2 und D_3 wie in den anliegenden Gebieten gekennzeichnet. Im Norden des Blattes Meran zieht sich dieser strukturelle Bau bis zu den Schneeberger Erzbergwerken und dem Egetjoch (*Passo dell'Erpice*), wo permo-triassische Sedimenteinheiten auftreten, fort. GREGNANIN & VALLE (1995) sind der Auffassung, dass die Strukturen D_1 und D_2 vom Basalkonglomerat abgeschnitten werden, wohingegen die Phase D_3 auch die Sedimente mit einbezieht und eine Synklinale mit ausgedünntem Nordschenkel (Schneeberg-Linie) ausbildet. Die permo-triassischen Abfolgen zeigen eine D_3 -Schieferung mit grünem Biotit und Granat in den Metakonglomeraten. GREGNANIN & VALLE (1995) vertreten die Ansicht, dass einige basische Gänge die Falten D_1 und D_2 unverformt

durchschlagen und vom Basalkonglomerat mit einer Diskordanzfläche plombiert werden. Diese Gänge zeigen eine schwache, von Biotit gekennzeichnete Schieferung und eine gering ausgeprägte Neuordnung des ursprünglich magmatischen Gefüges. Ihre Mineralparagenese mit Granat deutet auf Metamorphosebedingungen von 550°C und 1 GPa hin. Diese Gänge bewirkten eine kontaktmetamorphe Überprägung der Paragneise des Grundgebirges mit der Ausbildung von Garben aus Biotit (ursprünglich wahrscheinlich Andalusit). Diese Gänge sind Teil der von PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1981) beschriebenen Ganggesteine, deren Metamorphose von THÖNI (1980) auf 90 Ma datiert wurde. Das Alter der Deformation D_3 ist somit gut eingegrenzt.

Laut GREGNANIN & VALLE (1995) verfaltet die Phase D_3 südlich der Schneeberger Erzbergwerke erneut die großen D_2 -Falten der Marmore des Schneeberger Zuges und der Texel-Einheit. In den Metapeliten bewirkt sie nur dann die Bildung einer eigenen Schieferung, wenn ihre Achsenebene die älteren Schieferungsflächen mit einem Winkel von über 25° schneidet. Andernfalls wird die ältere Schieferung reaktiviert. Dies würde auch den teilweise niedrigen Grad der Schieferung S_2 erklären, die eigentlich eine Wiederbewegung darstellt.

Anhand der beschriebenen Verhältnisse haben die obengenannten Autoren, in Übereinstimmung mit GREGNANIN (1980), die Schieferungen D_1 und D_2 des Grundgebirges (Hauptschieferung) sowie die entsprechenden, amphibolitfazialen Mineralparagenesen auf präalpidische Ereignisse zurückgeführt. Im Gegensatz zur prägenden metamorphen Bedeutung dieser zwei Phasen, maßen die Autoren der Phase D_3 eine eher mechanische Rolle bei, mit der Entwicklung der meisten großmaßstäblichen Falten, darunter die berühmten Schlingen und die SW-NE-Ausrichtung im großen Maßstab aller älteren Strukturen. Somit bewirkte die Deformation D_3 zwar einen regionalen Umbau des Grundgebirges, im mittelgroßen und kleinen Maßstab verursachte sie jedoch bloß einen Teil der Falten und eventuell eine diskontinuierlich ausgebildete Foliation ohne die Entwicklung einer blastischen Achsenebenen-Schieferung. Im Grunde schlossen GREGNANIN & VALLE (1995) eine primäre Rolle der Deformation D_3 für die Blastese im Grundgebirge aus, mit Ausnahme der Scherzonen. Die entsprechenden radiometrischen Alter wurden als einfache Öffnung der Isotopensysteme interpretiert, die nicht an eine eigentliche Rekristallisation bzw. Neubildung von Mineralphasen geknüpft ist.

Ab den 1980er Jahren wurden zahlreiche radiometrische Altersbestimmungen an Mineralien aus dem Pässeiertal durchgeführt, zunächst an Biotit aus Gneisen und Glimmerschiefern (Rb/Sr, THÖNI, 1988; THÖNI & HOINKES, 1983, 1987), später an Phengit aus den Eklogiten von Saltaus (*Saltusio*; Rb/Sr, HOINKES *et alii*, 1991), an Amphibolen vom Schneeberg (*Monteneve*; Ar-Ar, KONZETT & HOINKES, 1996), an Granaten aus den Eklogiten von Saltaus (Sm/Nd, HÄBLER *et alii*, 2006), an Glimmermineralen aus den Scherzonen bzw. an Granaten vom Schneeberg (Rb/Sr, Sm/Nd, SÖLVA *et alii*, 2005) sowie an Zirkonen aus den Eklogiten (ZAN-

CHETTA, 2007). Die Rb/Sr-Datierungen an Gesamtgestein und Glimmer ergaben Alter zwischen 75 und 130 Ma, während die Sm/Nd-Methode an Granaten der Eklogite (HABLER *et alii*, 2006) genauere Ergebnisse (85 ± 4 Ma) lieferte. Anhand dieser radiometrischen Daten lieferten THÖNI (1993), THÖNI & HOINKES (1983), PURTSCHELLER *et alii* (1987a, b) erstmals eine neue Interpretation des Alters der auftretenden Strukturen und der Metamorphose in der Texel-Einheit vor. Laut diesen Autoren weisen alle Strukturen und Mineralparagenesen, die in diesem Bereich des Grundgebirges auftreten und aus denen die obgenannten Alter hervorgehen (z.B. Texel-Einheit und Schneeberger Zug), ein alpidisches Alter auf, einschließlich der Eklogitrelikte.

Schließlich sei noch erwähnt, dass ab den späten 1960er Jahren von einigen Autoren (SASSI *et alii*, 1978; BORSI *et alii*, 1980; DEL MORO *et alii*, 1982) die Hypothese einer doppelten Metamorphose präalpidischen Alters, nämlich einer ersten, kaledonischen und einer zweiten, variszischen vertreten wurde. Diese Hypothese basierte vor allem auf einer möglichen, „kaledonischen“ Diskordanz innerhalb der Phyllite des östlichen Venetien (*Comelico*), mit entsprechendem Basalkonglomerat, sowie auf das Einsetzen des granitischen Magmatismus, der die Protolithe nahezu aller Orthogneise des Ostalpins stellt und durchwegs auf 440 Ma datiert wurde (darunter auch der Partschinser Orthogneis).

2. - SÜDALPIN

(G. M. Bargossi, C. Morelli, A. Moretti)

Die Aufschlüsse des südalpinen, kristallinen Grundgebirges der Ostalpen können in drei Hauptabschnitte unterteilt werden (SASSI *et alii*, 2004): (i) ein nördlicher Streifen, der sich ca. in W-E-Richtung vom Sarntal (*Val Sarentino*) über Brixen (*Bressanone*) und das Pustertal (*Val Pusteria*) bis ins *Comelico* erstreckt; (ii) ein mittlerer, SW-NE-gerichteter Streifen von der *Valsugana* über die *Cima d'Asta* bis nach *Agordo*; (iii) ein südlicher Abschnitt im Bereich *Recoaro-Schio*. Das südalpine Basement besteht aus einer mächtigen Abfolge von phyllitischen Gesteinen mit gut abgegrenzten Einschaltungen von sauren Metavulkaniten (Porphyroide *Auct.*).

SASSI & ZIRPOLI (1989) erkannten innerhalb des Grundgebirges eine prämetamorphe Abfolge aus einem unteren, pelitischen Komplex, einem mittleren vulkanisch-sedimentären Komplex sowie einem oberen, erneut pelitischen Komplex. Der untere pelitische Komplex besteht vorwiegend aus quarzreichen Phylliten mit zahlreichen Einschaltungen von glimmerreichen und Quarz-Albitreichen Bändern. Der mittlere vulkanisch-sedimentäre Komplex besteht aus einer pelitisch-psammitischen Abfolge mit charakteristischen Einschaltungen von: (a) sauren Metavulkaniten und Metavulkanoklastiten (die sogenannten „Porphyro-

ide“: BELLINI & SASSI, 1981; MELI, 1998; MELI & KLÖTZLI, 2001); (b) einer diskontinuierlichen Lage aus basischen Metavulkaniten und Metavulkanoklastiten, die in Form von Epidot-Chloritschiefern mit \pm Aktinolith sowie von Albit-Epidot-führenden Metabasiten vorliegen; (c) Fe-Cu-Zn-Pb-Vererzungen vom Typ *Kieslager*, die zumeist mit den basischen Metavulkaniten vergesellschaftet sind (FRIZZO, 1983); (d) Ilmenit-reichen Phylliten; (e) einer diskontinuierlichen Lage aus Kalkphylliten, die in Kalkschiefer übergehen; (f) einer dünnen, diskontinuierlichen Lage aus weißen Quarziten; (g) Schwarzphylliten (kohlig) und Quarziten. Der obere pelitische Komplex ähnelt dem unteren und wird einzig durch seine Position zum mittleren, vulkanisch-sedimentären Komplex unterschieden.

POLI & ZANFERRARI unterschieden hingegen in verschiedenen Arbeiten (1991, 1992, 1994) die beiden phyllitischen Abfolgen auch in mineralogischer Hinsicht anhand verschiedener und charakteristischer, polymetallischer Vererzungen. Die Autoren korrelierten in den östlichen Südalpen verschiedene Lithotypen oder Gesteinsvergesellschaftungen (darunter die bereits erwähnten) und führten informelle Formationsbezeichnungen ein. Daraus ergab sich eine Unterteilung, die jener von SASSI & ZIRPOLI (1989) äußerst ähnlich war.

Hinsichtlich des Sedimentationsalters wurden bei *Col di Foglia* (nahe Agordo) Akritarchen gefunden, die auf ein spätkambrisches bis tremadocisches Alter der Phyllite des unteren Komplexes schließen lassen (SASSI *et alii*, 1984; KALVACHEVA *et alii*, 1986). Jüngste Untersuchungen an Graptolithen dieser Gesteine verschieben das Alter dieser ihrer Protholite ins Unterkambrium (VECOLI *et alii*, 2008). Hierbei handelt es sich um die älteste biostratigraphische Alterbestimmung im Alpenraum und in ganz Italien.

Der vorwiegend saure Magmatismus der metarhyolithischen Lagen („Porphyroide“) wurde radiometrisch (U/Pb an Zirkonen; MELI & KLÖTZLI, 2001) auf ca. 480 Ma datiert. Das südalpine Basement erfuhr eine variszische Metamorphose in zwei getrennten Ereignissen, die das gesamte Temperaturspektrum der Grünschiefer-Fazies abdecken und unter relativ niedrigem Druck stattfanden. Auch in den Porphyroiden des Sarntals zeigen die radiometrischen Datierungen von MELI (1994, 1995) eine variszische Metamorphose in zwei Phasen, einer älteren von 345 ± 9 Ma (Rb/Sr-Isochrone an Gesamtgestein) und einer zweiten von 325-330 Ma (^{39}Ar - ^{40}Ar). Diese Alterbestimmungen stimmen mit den Ergebnissen von CAVAZZINI *et alii* (1991) und HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT (1987) in anderen Bereichen des südalpinen Grundgebirges (Brixen und Bruneck) überein. Aus petrologischer und mikrostruktureller Sicht sei die wertvolle Arbeit von RING & RICHTER (1994) erwähnt, die alle obengenannten Aufschlüsse des südalpinen, metamorphen Grundgebirges berücksichtigt; im Brixner Raum schätzten die Autoren den thermischen Höhepunkt der variszischen Metamorphose auf rund 500°C bei einem Druck von 0,4-0,5 GPa.

Geologische und stratigraphische Untersuchungen an den permischen Vulkaniten im Trentino-Südtirol wurden von TRENER (1904) im Lagorai und von KLE-

BELLSBERG (1923) im Eisacktal und im Sarntal durchgeführt. ANDREATTA (1949) führte umfassende und vollständige Untersuchungen des effusiven Komplexes mit entsprechenden mineralogisch-petrographischen Daten durch und erkannte als erster die Heterogenität der vulkanischen Abfolgen, bzw. die „Unmöglichkeit, klare Serien mit gemeingültigen Gesteinstypen zu definieren“. ANDREATTA unterteilte die vulkanischen Produkte in Tuffe mit Flammenstrukturen, Tuffe mit Bomben, feinkörnige Tuffe, Porphyrite und Porphyre. In der Folge wurde versucht, ein einheitliches Abfolgemodell sowohl im Trentino (D'AMICO & GHEZZO, 1963; D'AMICO *et alii*, 1969; D'AMICO, 1979), als auch in Südtirol (MITTEMPERGER, 1958, 1962; BRONDI *et alii*, 1970; BRONDI & MITTEMPERGER, 1974) zu finden. Anhand dieser stratigraphischen und petrologischen Untersuchungen wurde nicht nur der vulkanische Ursprung des „Quarzporphyrs“ (Ignimbrite) festgestellt, sondern im nördlichen Etschgebiet auch eine Typabfolge definiert. Hier wurde eine untere, latiandesitisch-dazitische Gruppe aus vorwiegend Laven und Tuffen, eine mittlere Gruppe aus vorwiegend rhyodazitischen Ignimbriten und dünnen Epiklastitlagen sowie eine obere Gruppe aus Ignimbriten und rhyolithischen Laven unterschieden, wobei die obere von der mittleren Gruppe durch eine mächtige alluviale Abfolge getrennt ist. Dieser Aufbau wurde im Grunde von BRONDI *et alii* (1976), BRANDER & MOSTLER (1982), MOSTLER (1986) und von BARGOSSO *et alii* (1996) bestätigt. BARGOSSO & D'AMICO (1988) untersuchten die Abfolgen des Laugenspitz (*Monte Luco*) und erkannten deren eigentümlichen Charakter gegenüber der restlichen Porphyryplatte. In den 1980er und 1990er Jahren wurde ein Teil der vulkanischen Abfolge geologisch und petrographisch eingehend untersucht und somit deren Stratigraphie besser definiert (D'AMICO, 1979, 1986; BARGOSSO *et alii*, 1983, 1993, 1998, 1999a, 1999b; DI BATTISTINI *et alii*, 1988, 1990; BARTH *et alii*, 1993; SELLI *et alii*, 1996). Die jüngsten stratigraphischen Untersuchungen im Rahmen des Projektes CARG hoben eine enge Verbindung zwischen dem Ausstoß vulkanischer Produkte und der progressiven Caldera-Bildung der „Bozener Quarzporphyryplatte“, der heutigen Etschtaler Vulkanit-Gruppe, hervor (AVANZINI *et alii*, 2007; BARGOSSO *et alii*, 2007; MORELLI *et alii*, 2007; MAROCCHI *et alii*, 2008).

In Hinblick auf die unterpermischen Plutone am Nordrand der südalpinen Einheiten in den Ostalpen, wurde der granodioritische Ifinger-Pluton bereits von GRUBENMANN (1896 und 1897), PETRASECK (1904), COMIN-CHIARAMONTI & STOLFA (1981a, b) beschrieben. Arbeiten über lokale Besonderheiten finden sich in MORGANTE (1940), DIETZEL (1960), COMIN-CHIARAMONTI (1968) und MORGANTE (1971). ACQUAFREDDA *et alii* (1997) und ROTTURA *et alii* (1998a und b) führten petrologische und geochemische Charakterisierung des Hauptplutons und der mafischen, feinkörnigen Einschlüsse durch.

Der granodioritische Kreuzberg-Pluton wurde in vielerlei Hinsicht untersucht, geochemisch von PERUFFO (1936), petrographisch von ANDREATTA (1937) und

geologisch von DAL PIAZ GB. (1942). Eine aktualisierte Charakterisierung des Hauptplutons in petrologischer und geochemischer Hinsicht ist in BARGOSSO *et alii* (1981), eine bezüglich der mafischen, feinkörnigen Einschlüsse in ROTTURA *et alii* (1997) zu finden.

Die Tonalit-Lamellen, die entlang der Nördlichen Judikarien-Linie in Form von tektonischen Schuppen auftreten, wurden erstmals geologisch und petrographisch von DAL PIAZ G. (1926), DAL PIAZ GB. (1942) und ANDREATTA (1934, 1942) untersucht. Weiterführende geologische, petrographisch-geochemische und radiometrische Studien klärten zweifelsfrei einen Ursprung im spätalpidischen Magmatismus (MORTEN, 1974; EXNER, 1976; BARGOSSO *et alii*, 1978; BARGOSSO *et alii*, 1981; DEL MORO *et alii*, 1985; MARTIN *et alii*, 1993). Ähnliche Untersuchungen an den Tonalit-Lamellen wurden auch entlang der Pustertal- und der Gailtal-Linie durchgeführt (SASSI & ZANFERRARI, 1973; VISONÀ, 1976).

3. - QUARTÄR (M. Cucato)

Die ersten wichtigen Arbeiten zu den quartären Ablagerungen des Meraner Kessels und des Passeiertals gehen auf FUCHS (1874, 1875a, 1885) und BLAAS (1892, 1902) am Ende des 19. Jahrhunderts und zu Beginn des 20. Jahrhunderts zurück. Das Hauptaugenmerk dieser Autoren lag dabei auf den Ablagerungen bei Schloss Tirol (*Castel Tirol*) sowie auf der glazialen Geschichte der gesamten Region und besonders des Spätglazials. Im Jahr 1909 erschien die richtungsweisende Arbeit von PENCK & BRÜCKNER über die glaziale Geschichte im Alpenraum. Einige Kapitel behandelten auch die ältesten Ablagerungen im gegenständlichen Blattbereich, besonders jene bei Schloss Tirol. Diesbezüglich ist die Interpretation von PENCK grundsätzlich korrekt: an der Basis dieser Abfolge treten geschichtete Ablagerungen eines alten, interglazialen Kegels auf, die von rund zwanzig Meter mächtigen Etschschottern und schließlich von „Grundmoräne“ überlagert werden. Die vorherigen Autoren hatten die basalen Ablagerungen fälschlicherweise als glazigen eingestuft; BLAAS (1892) klassifizierte diese Ablagerungen sogar als umgelagerte Mittelmoräne der Gletscher von Etsch und Passer. KLEBELSBERG (1935) und davor bereits SANDER & HAMMER (1926) übernahmen den Ansatz von PENCK und lieferten einen ersten Abriss der spätglazialen Geschichte des Passeiertals. Im Jahr 1928 publizierte CASTIGLIONI eine weitreichende und detaillierte Arbeit über den Gletscherstand in den östlichen Vinschgauer Alpen und lieferte auch Angaben zu den Ablagerungen der Kleinen Eiszeit. Bereits wenige Jahre später griff CASTIGLIONI (1930) diese Thematik erneut auf und rekonstruierte die verschiedenen Gletscherstadien in den Ötztaler und Stubai Alpen. Die glaziale Entwicklung in dieser Alpenregion behandelte viele Jahre später HANTKE

(1983), der eine detaillierte Rekonstruktion der verschiedenen Gletscherphasen im Pässeertal und im Vinschgau durchführte. Hierbei formulierte er aber auch einige nicht vertretbare Hypothesen, wie die Entstehung eines glazial bedingten Stausees im unteren Pässeertal durch den Etsch-Gletscher im Zuge der ersten Rückzugsphasen.

Bedeutsame Beiträge zur Entstehung und Entwicklung der wichtigsten Seitenkegel im Talboden gehen auf KLEBELSBERG (1947) und FISCHER zurück. Ersterer untersuchte die Kegel im Meraner Talkessel, während sich letzterer mehrfach den Vinschgauer Kegeln widmete (FISCHER, 1965, 1966, 1990) und dabei das Hauptaugenmerk auf die genetischen Prozesse, die Evolutionsdynamik und die morphologischen Aspekte richtete. Ein jüngerer Beitrag mit einigen ^{14}C -Datierungen zur Geschichte des Tablander Kegels südlich von Naturns (*Naturno*) stammt von STAFFLER & NICOLUSSI (2002). WERTH (2003) lieferte eine umfangreiche Arbeit über die Etschregulierung unterhalb von Meran.

Die eigentümlichen und interessanten Formen der sogenannten Erdpyramiden wurden im Meraner Kessel und im unteren Vinschgau von KLEBELSBERG (1927) und von PERNA (1963) untersucht.

V - STRATIGRAPHIE

1. - VORBEMERKUNG ZUR METHODIK UND TEKTONO-METAMORPHE EINHEITEN

Der Aufbau der Legende für die Festgesteinseinheiten wurde bereits im Vorfeld festgelegt und im Zuge der Kartierungsarbeiten angepasst. Hierbei wurden auch die Erkenntnisse in den anliegenden Blättern berücksichtigt.

Die Kartierung der sedimentären und vulkanischen Gesteine der permo-meozoischen Abfolge erfolgte zur Gänze nach einem lithostratigraphischen Ansatz. Dementsprechend wurden Gruppen, Formationen, Member und Lithofazies unterschieden.

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

Die ursprüngliche Abfolge der ostalpinen und südalpinen Grundgebirgseinheiten ist heute aufgrund starker tektonischer Verlagerungsprozesse mit einhergehender, duktiler Deformation nicht mehr erkennbar. Außerdem haben Mineralumwandlungen und metamorphe Prozesse die ursprünglichen Strukturen und eventuelle Fossilspuren großteils ausgelöscht. Deshalb klassifiziert und unterscheidet man den jeweiligen Gesteinstyp, das wahrscheinliche Ausgangsgestein, duktile und spröde Deformationsphasen, eventuell mit den entsprechenden Blastesequenzen, und schließlich den strukturellen Großbau, mit besonderer Berücksichtigung der Deckenabfolge und der strukturellen Position der verschiedenen Einheiten.

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 strukturgeologischen Eigenschaften jeder Einheit als Hinweis auf die jeweilige Krustenentwicklung berücksichtigt. Im Grunde wurde versucht, Gebirgsabschnitte mit einheitlicher und charakteristischer Metamorphose- und Deformationsgeschichte abzugrenzen (*tektono-metamorphe Einheiten*).

Innerhalb dieser Einheiten fand rigoros eine detaillierte Unterscheidung anhand objektiver, lithologischer Kriterien statt. Hierfür wurden, zusätzlich zu den eigens für dieses Projekt erarbeiteten, strukturellen und petrographischen Daten, auch Erfahrungen und Werte aus vergangenen Arbeiten herangezogen.

Die tektonischen Lineamente (Überschiebungen und Störungen) wurden anhand ihrer kataklastischen u./o. mylonitischen Bereiche lokalisiert. Die Faltenstrukturen in verschiedenem Maßstab sowie die Verhältnisse der verschiedenen Deformationsphasen zueinander wurden anhand von Beobachtungen im Gelände und mit systematischer Messung der Raumlage von Schieferung, Achsenebene und Faltenachse bestimmt. Diese Daten wurden anschließend mikrostrukturell und petrographisch überprüft und ergänzt, um den verschiedenen Deformationsphasen die jeweiligen Mineralparagenesen zuweisen und die entsprechenden Druck- und Temperaturbedingungen der einzelnen Metamorphosephasen bestimmen zu können. Die verschiedenen duktilen Deformationsphasen 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 (RAMSAY & HUBER 1987). Es sei betont, dass die zeitliche Abfolge dieser Ereignisse für jede tektono-metamorphe Einheit unabhängig definiert wurde. Dadurch besitzt z.B. die Phase D_1 in der Hirzer-Einheit wahrscheinlich variszisches Alter, wohingegen die Phase D_1 in der Texel-Einheit auf die alpidische Gebirgsbildung zurückzuführen ist. Etwaige Korrelationen zwischen den verschiedenen Phasen in den kartierten Einheiten werden im nächsten Kapitel zur strukturellen und metamorphen Entwicklung erörtert.

Die jüngeren geologischen Untersuchungen und die Kartierungen zum neuen Blatt „Meran“ führten zur Unterscheidung von tektonischen Untereinheiten innerhalb der bisher verwendeten großen Deckenkomplexe, wie der Ötztal-Decke oder der Ortler-Campo-Decke. Aufgrund lithologischer Kriterien und komplexer Struktureigenschaften im NW von Meran und am Vigiljoch wurde hier außerdem eine tektonische Schuppe, die Marlinger Schuppe, neu definiert.

Im Ostalpin wurden, von Süden nach Norden, folgende tektono-metamorphe Einheiten unterschieden: *Ulten-Einheit, Tonale-Einheit, Marlinger Schuppe, Pejo-Einheit, Schenna-Einheit, Hirzer-Einheit, Pens-Einheit, St.-Leonhard-Einheit, Texel-Einheit und Schneeberger Zug.*

2. - OSTALPIN

(G. Bove, S. Zanchetta, A. Gregnanin, S. Poli, A. Zanchi, mit Beiträgen von C. Ambrosi, P. Cortini, A. Crottini, V. Mair, G. Toffolon)

METAMORPHES GRUNDGEBIRGE

TONALE-DECKE

Die Tonale-Decke (GODARD *et alii*, 1996; MARTIN *et alii*, 1998) tritt in einem dünnen Streifen im südlichen Abschnitt des Kartenblattes auf und setzt sich in Richtung SW im anliegenden Blatt 026 „Eppan“ fort. Strukturell gesehen wird sie im SE von der Nördlichen Judikarien-Linie sowie von der Scherzone am Übergang zur Marlinger Schuppe begrenzt. In Übereinstimmung mit Blatt 026 „Eppan“ (auf welches man für nähere Angaben verweist) wird die Tonale-Decke in zwei Einheiten unterteilt: (i) einen Komplex aus großteils Sillimanit-führenden Paragneisen mit Einschaltungen von Amphiboliten und Marmoren, der sogenannten Tonale-Einheit; (ii) einen Komplex aus Paragneisen und Kyanit-führenden Migmatiten mit Einschaltungen von Metagranitoiden und seltener amphibolitisierten Eklogiten, der sogenannten Ulten-Einheit.

2.1. - TONALE-DECKE: TONALE-EINHEIT

Die Tonale-Einheit ist von Tschermes (*Cermes*) bis nach Pawigl (*Pavicolo*) im äußeren Ultental, stets zwischen der Talsohle und rund 1600 m Seehöhe, aufgeschlossen. Aus struktureller Sicht liegt die Tonale-Einheit zwischen einem Mylonitband (St.-Helena-Linie/*Linea di S. Elena*) im SE, durch welches sie von der Ulten-Einheit getrennt wird, und den duktil-spröden Scherzonen, die den Kontakt zu den überlagernden Glimmerschiefern (*OUM*) der Marlinger Schuppe kennzeichnen. Da sich die St.-Helena-Linie Richtung Norden mit der Nördlichen Judikarien-Linie vereint, kommt die Tonale-Einheit entlang der Periadriatischen Linie auch neben das südalpine Grundgebirge zu liegen.

Die vorherrschende Gesteinsvergesellschaftung umfasst Sillimanit-führende Paragneise (**TTP**) mit untergeordneten Einschaltungen von Amphiboliten (**TTA**), Granat-führenden Amphiboliten (**TTA_a**) und Quarziten. Nahe der Periadriatischen Linie wurden auch Pegmatitintrusionen (siehe Kapitel 2.11.3) diskordant zur Hauptschieferung S_2 beobachtet. Aufgrund zahlreicher kataklastischer Scherzonen von rezenten Deformationsphasen erscheint der strukturelle Aufbau dieser Einheit recht komplex. Die Aufschlüsse im Blattbereich „Meran“ stellen den nördlichen Rand der Tonale-Decke dar.

2.1.1. - *Sillimanit-führende Paragneise (TTP)*

Die Sillimanit-führenden Paragneise stellen den häufigsten Gesteinstyp der Tonale-Einheit dar. Sie sind kontinuierlich am Hang oberhalb von Tscherms bis ins äußere Ultental aufgeschlossen und zeigen generell eine mittlere Korngröße und planar geschiefertes, lokal mylonitisches Gefüge. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer, Kalifeldspat ± Chlorit ± Granat ± Sillimanit. Sie sind durch einen fließenden Übergang von der überwiegenden Quarz-Gneis-Fazies in eine untergeordnete Glimmer-Fazies gekennzeichnet. Teilweise sind Zentimeter bis Dezimeter mächtige, leukokrate Bänder zu erkennen. Diese planar geschieferten, vielfach mylonitisch (Eckerhof/*maso Ecker* und entlang der Straße nach Pawigl/*Pavicolo*) ausgebildeten Bänder bestehen fast ausschließlich aus Quarz und Feldspat und zeigen einen scharfen Kontakt zu den umgebenden Gneisen. Die Hauptschieferung S_2 ist durch die planare Einregelung von Biotit (II) und untergeordnet Hellglimmer (II) gekennzeichnet. In den häufig vorkommenden, duktil-spröden Scherbändern ist oftmals eine retrograde, grünschieferfazielle Überprägung mit der Neubildung von Granat (I), einer verbreiteten Chloritisierung der Matrix und einer Zunahme des Plagioklasgehaltes erkennbar. Außerdem treten zuweilen Einschaltungen von hellgrauen, feinkörnigen Quarziten mit planarer Schieferung auf, die aus überwiegend Quarz und untergeordnet Hellglimmer zusammengesetzt sind. Als Nebengemengteile treten Biotit, Chlorit, Rutil und Plagioklas auf.

Mittels Mikrosondenanalyse wurden in den Paragneisen relikte Kalifeldspat-kristalle, z.T. durch Albit ersetzt, nachgewiesen (Pawigl/*Pavicolo*). Biotit ist generell reichlich vorhanden, speziell in Gesellschaft mit leukokraten Feldspatlagen, örtlich bilden sich Biotit-Mikroaggregate, die Restiten ähneln. Vielfach wird Biotit durch Mg-Chlorit ersetzt. Hellglimmer tritt hauptsächlich in den biotitreichen Lithotypen auf. Granat wird nur selten und in Kristallen unter einem Zentimeter angetroffen. Sillimanit tritt in den glimmerreichen Gesteinen an der Grenze zum Blatt 026 „Eppan“ auf (Kirchbach bei St. Pankraz/*Rio della Chiesa a San Pancrazio*).

2.1.2. - *Amphibolite (TTA)*

Vorwiegend im Bereich von Pawigl (*Pavicolo*) und dem Eckerhof (*maso Ecker*) treten innerhalb der Sillimanit-führenden Paragneise (*TTP*) Meter bis mehrere Meter mächtige Amphibolit-*Boudins* mit geschiefertem, örtlich mylonitischem Gefüge auf. Es handelt sich um mittelkörnige, mitunter auch feinkörnige (am Kontakt zu den mylonitischen Sillimanit-führenden Paragneisen) Gesteine. Der Mineralbestand umfasst Amphibol, Plagioklas, Epidot, und untergeordnet Biotit,

Chlorit und Rutil. Die Schieferungsflächen werden durch die Einregelung der Amphibole nachgezeichnet, ohne jedoch einen mineralogischen Lagenbau (*layering*) auszubilden.

2.1.2.1. - Granat-führende Amphibolite (TTA_a)

Im Kernbereich der größten Amphibolit-*Boudins* treten Relikte von Granat-führenden Amphiboliten auf. Diese bestehen im Grunde aus Amphibol, Plagioklas, Granat. Die Granatkristalle weisen eine Größe unter einem Zentimeter auf und zeigen oftmals eine Plagioklas-Corona (Pawigl/*Pavicolo*).

2.2. - TONALE-DECKE: ULTEN-EINHEIT

Die Ulten-Einheit ist in einem sehr engen Abschnitt entlang des Ultentals, zwischen dem Hagenbach (*Rio Grandine*) und dem Klausenbach (*Rio della Chi-usa*), nahe dem Blatt 026 „Eppan“ und auf einer Höhe zwischen rund 800 m und 950 m, aufgeschlossen. Aus struktureller Sicht liegt die Ulten-Einheit zwischen der Nördlichen Judikarien-Linie im SE und der St.-Helena-Linie im NW, welche sie von der Tonale-Einheit trennt. Für eine nähere Beschreibung verweist man auf das Blatt 026 „Eppan“. Im Blatt 013 „Meran“ treten Zweiglimmer-Paragneise (TUN) und Orthogneise (TUO) auf.

2.2.1. - Zweiglimmer-Paragneise (TUN)

Diese Gesteine treten in begrenzten Lagen im Hangenden und im Liegenden der Einheit auf. Es handelt sich um mittelkörnige, geschieferte Paragneise aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Hellglimmer ± Granat ± Staurolith ± Kyanit.

2.2.2. - Orthogneise (TUO)

Am Südrand des Blattes 013 „Meran“ tritt im Ultental, östlich des Mart-scheinhofes (Holzner Graben/*Rio Holzner*), eine rund hundert Meter mächtige Einschaltung von granitoiden Orthogneisen innerhalb der Paragneise (TUN) auf. Die Orthogneise sind mittel-bis feinkörnig, fast durchwegs mylonitisch und teilweise kataklastisch ausgebildet. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit ± Hellglimmer ± Chlorit. Die seltenen Kalifeldspat-Porphyro-klasten sind bis zu einige Zentimeter groß und oft stark rotiert und verlagert. Wo

die mylonitische Durchbewegung der Strukturen stärker ausgeprägt ist, fehlen die Kalifeldspat-Porphyrklasten und die Orthogneise verlieren ihr typisches Erscheinungsbild und ähneln mesoskopisch zusehends den Paragneisen (*TUN*).

2.3. - MARLINGER SCHUPPE

Die Marlinger Schuppe tritt als ein NNE-SSW-gerichteter, sigmoidalförmiger Streifen zwischen Riffian (*Rifiano*) im Norden von Meran und dem Südrand des Blattes (S von Pawigl/*Pavicolo*) auf. Sie erreicht dabei eine maximale Breite von 5 km. Die Schuppe ist im NW durch die vorwiegend spröden Scherzonen der Forst-Linie (*Linea di Foresta*) begrenzt. Richtung SE stellen die Pawigl-Linie (*Linea di Pavicolo*) im Ultental sowie die Nördliche Judikarien-Linie (zwischen Tschermers/*Cermes* und Meran) bzw. die Passeiertal-Linie (*Linea della Passiria*) nördlich von Meran ihre Begrenzung dar.

Im südlichen Abschnitt ist die Schuppe demnach zwischen die Ortler-Campo-Decke im Hangenden und die Tonale-Decke im Liegenden eingekeilt, während sie im nördlichen Abschnitt zwischen der Texel-Einheit im Hangenden und dem südalpinen Grundgebirge an der Basis zu liegen kommt. Entlang der Passeiertal-Linie kommt sie außerdem mit den Schenna- (*Scena*) und Hirzer- (*Punta Cervina*) Einheiten in Kontakt.

Die Einführung dieser Einheit basiert nicht nur auf strukturellen Aspekten, sondern auch auf lithologischen Beobachtungen. In der Marlinger Schuppe fehlen im Gegensatz zur Orter-Campo-Decke die gering deformierten Pegmatitkörper (*OGA*) sowie auch Einschaltungen von Marmoren. Außerdem unterscheidet sich die regionale Lagerung der Schieferung *S*₂ in diesen beiden Bereichen, wie man in der strukturellen Übersichtskarte (Abb. 76) erkennen kann.

Lithologisch gesehen besteht die Marlinger Schuppe vorwiegend aus quarzreichen Gneisen (**OUP**), gebänderten Gneisen (**OUP_a**), Staurolith-Kyanit-führenden Granatglimmerschiefern (**OUM**) sowie untergeordneten Einschaltungen von leukokraten Orthogneisen (**OOU**), Quarziten (**OUQ**) und Amphiboliten (**OUA**). Ein ausgedehnter Körper aus granitoiden Orthogneisen (**OOR**) ist kontinuierlich im oberen Abschnitt dieser Einheit aufgeschlossen. Im Gegensatz zu Blatt 026 „Eppan“ wurde dieses Orthogneisband (*OOR*), das durch bedeutende Scherzonen begrenzt ist, der Marlinger Schuppe zugeordnet, wodurch diese auch über das Blatt 013 „Meran“ hinausgehen würde.

2.3.1. - Quarzreiche Gneise (**OUP**)

Die quarzreichen Gneise treten zwischen Forst (*Foresta*) und Larchbühel

(*Dosso dei Larici - Vigiljoch/Giogo di San Vigilio*) im Grundgebirgsabschnitt zwischen der Forst-Linie und den Orthogneisen (*OOR*) auf. Sie können auch entlang der Tappeiner-Promenade (*Passeggiata Tappeiner*) NW von Meran und im unteren Passeiertal nördlich von Kuens (*Caines*) beobachtet werden. Es handelt sich um mittelkörnige und planar geschieferte Gesteine aus Quarz, Feldspat, Biotit, Hellglimmer und einem variablen Granatgehalt. Im Bereich des Vigiljochs sind sie besonders quarzreich ausgebildet, zeigen mitunter Quarzbänder und gehen in reine Quarzite über; dabei weisen sie, wenn auch nur in beschränktem Umfang, verfaltete (ähnlich „ptygmatischer“ oder „migmatitischer“ Falten), Quarz-Feldspat-reiche Adern auf. Besonders im Bereich N des Larchbühels und der Schwarzen Lacke (*Pozza Nera*) finden sich häufige Wechsel zwischen Quarziten und quarzreichen Gneisen. Entlang der Tappeiner-Promenade sind sie hingegen weniger quarzreich ausgebildet und örtlich durch Bänder von Amphibol-Biotit-führenden Gneisen und Biotit-führenden Quarz-Feldspatgneisen ohne Hellglimmer gekennzeichnet.

2.3.1.1. - Gebänderte Gneise (**OUP_a**)

Diese Gesteine treten zwischen Marling und dem Ultental im Liegenden des Orthogneisbandes (*OOR*) auf. Es handelt sich um mittel- bis feinkörnige, geschieferte Gesteine aus Quarz, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer und variablen Mengen an Chlorit und Granat. Die gebänderte Struktur wird von wechselnden Lagen mit unterschiedlicher Mineralverteilung gebildet. Im Detail können Gneisbänder, die vielfach graduell in glimmerreiche Bänder und schließlich mitunter in Glimmerschiefer übergehen, beobachtet werden. Die Hauptschieferung S_2 wird von Biotit, zuweilen mit Hellglimmer sowie vom mineralogischen Lagenbau nachgezeichnet. In einigen Aufschlüssen (W von Pawigl/*Pavicolo*) tritt vermehrt Biotit auf und die Paragneise gehen in glimmerschieferartige Biotitparagneise über. Chlorit kommt reichlich vor und ersetzt teilweise den Biotit, auch im Falle von parallel zu den Achsenebenen eingeregelmtem Biotit der dritten Phase. Selten sind intrafoliale, 2-3 cm große Granat-Porohyroklasten zu erkennen.

Innerhalb der gebänderten Paragneise treten häufig Meter bis mehrere Meter mächtige Einschaltungen von Amphiboliten (*OUA*) auf.

2.3.2. - *Staurolith-Kyanit-führende Granatglimmerschiefer* (**OUM**)

Diese Gesteine treten im Kontakt zu den gebänderten Gneisen (*OUP_a*) von Marling bis ins Ultental auf. Dabei bilden sie einen Streifen, der Richtung Norden und Richtung Süden, an der Grenze zum Blatt 026 „Eppan“, ausdünt. Es

handelt sich um silbergraue, mittelkörnige und geschieferte Glimmerschiefer. Die Mineralparagenese besteht aus Hellglimmer, Quarz, Plagioklas, Biotit. Als variable Nebengemengteile treten Granat, Staurolith, Kyanit und Turmalin auf. Die Hauptschieferung S_2 wird vom Glimmer nachgezeichnet. Mitunter tritt mm-großer Granat (II) auf, der sich zusammen mit Staurolith syn-bis postkinematisch zur Hauptschieferung S_2 entwickelt. Vielfach erkennt man ein späte Plagioklas-Blastese; dieses im gesamten Gebiet verbreitete Phänomen ist besonders gut im Bereich der Lebenberger Alm (*Malga di Monteleone*), SW von Marling (*Marlengo*), westlich von Schloss Lebenberg (*Castello di Monteleone*) und W des Eckerhofes (*Maso Ecker*), wo die Glimmerschiefer in Hellglimmer-führende Gneise übergehen, zu beobachten. Innerhalb der Schieferung treten abgescherte Quarz-Faltenkerne auf. Granat (I), Plagioklas (I), Staurolith und Kyanit sind nur selten (Lebenberger Alm) erhalten und an den Kornrändern oftmals durch Serizitaggregate ersetzt. LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI (1969) erwähnen einen Chloritoidwuchs nach Granat, der im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen aber nicht bestätigt werden konnte.

2.3.3. - Quarzite (OUQ)

Die hellgrauen, mittel- bis feinkörnigen Quarzite treten in dünnen, Meter mächtigen Lagen und Linsen auf. Das planar geschieferte Gefüge wird durch die Einregelung von Glimmer und durch die Plättung der Quarzkristalle unterstrichen. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Biotit, Hellglimmer \pm Chlorit.

2.3.4. - Orthogneise (OOR)

Die Orthogneise treten vorwiegend in einem mehrere Hundertermeter mächtigen Band zwischen Marling, dem Vigiljoch und dem Ultental auf. Dasselbe Band wurde im anliegenden Blatt 026 „Eppan“ der Ortler-Campo-Decke (Pejo-Einheit) zugeordnet (vgl. Kap. 2.3). Weitere untergeordnete Lagen sind an der Tappeiner-Promenade (*Passeggiata Tappeiner*) bei Meran und nördlich von Kuens (*Caines*) und Riffian (*Rifiano*) im Passeiertal (*Val Passiria*) aufgeschlossen. Es handelt sich um mittelkörnige, mitunter grobkörnige und von einem Augengefüge gekennzeichnete Gesteine aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer und mehr oder weniger Chlorit. Die Hauptschieferung S_2 wird durch die Einregelung von Biotit, Hellglimmer und teilweise Chlorit gebildet. Biotit ist reichlich und bildet oftmals mehrere Millimeter große Kristalle, Hellglimmer und Chlorit sind durchwegs kleiner ausgebildet. Kalifeldspat-Porphyrroklasten treten nur in begrenzten Bereichen vermehrt auf, können aber eine Größe von 3-4 cm erreichen.

In der Gegend um das Vigiljoch, im oberen und unteren Bereich des Hauptbandes, gehen die Orthogneise in geringmächtige Lagen von Hellglimmer-führenden Orthogneisen mit wenig Biotit über.

2.3.5. - *Leukokrate Orthogneise (OUO)*

Diese Gesteine treten im Talbodenbereich bei Marling und untergeordnet im Grundgebirgsabschnitt zwischen Meran und Gratsch (*Quarazze*, Tappeiner-Promenade) sowie im unteren Passeiertal zwischen Kuens (*Caines*) und Riffian (*Riffiano*) auf. Sie zeigen ein mittel- bis feinkörniges, geschiefertes bis mylonitisch-kataklastisches Gefüge. Der Mineralbestand umfasst Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Hellglimmer ± Chlorit. Das Gefüge dieser Orthogneise wird von Scherzonen beeinflusst, welche das ursprüngliche Erscheinungsbild verändern. Zuweilen sind Kalifeldspat-Porphyrklasten erhalten. Andernfalls weist der Feldspat eine feine Körnung und weiß-grünliche Farbe auf. Örtlich gehen diese Orthogneise in aplitische Orthogneise über.

2.3.6. - *Amphibolite (OUA)*

Einschaltungen von einem bis mehrere Meter mächtigen Amphiboliten treten innerhalb der quarzreichen Gneise (*OUP*) und vorwiegend innerhalb der gebänderten Gneise (*OUP_a*) am Kontakt zu den Orthogneisen (*OOR*), nahe der Ortschaft Marling, wie auch in der Gegend zwischen Pawigl und dem südlichen Blattrand im Ultental, auf. Sie zeigen eine mittlere bis feine Körnung und weisen keinen mineralogischen Lagenbau auf. Die Mineralparagenese besteht aus Amphibol, Plagioklas, Biotit, selten mm-großem Granat und untergeordnet Chlorit, Rutil und Titanit. Das planar geschieferte Gefüge wird durch die Einregelung der Amphibole auf den Schieferungsflächen unterstrichen. Die Wechsellagerung zwischen Amphiboliten und gneisischen Gesteinstypen geht unter anderem auf die Falten der Deformationsphase D_3 , welche eine mehrfache Wiederholung der Lagen verursachen, zurück.

2.4. - ORTLER-CAMPO-DECKE: PEJO-EINHEIT

Die Ortler-Campo-Decke umfasst verschiedene Einheiten, die im anliegenden Blatt 025 „Rabbi“ (AA. VV. 2009) aufgeschlossen sind. Im Blattbereich „Meran“ kommt nur die Pejo-Einheit vor. Diese tritt am rechten Hang des Vinschgaus zwischen Naturns (*Naturno*) und Forst (*Foresta*) und von der Talsohle bis zum

Gebirgskamm Naturnser Hochwart-Vigiljoch (*Guardia Alta di Naturno-Giogo di San Vigilio*) auf. Im SE steht diese Einheit entlang des kataklastisch-mylonitischen Scherbündels der Forst-Linie in tektonischem Kontakt zur Marlinger Schuppe, im Norden wird sie von der Texel-Einheit durch die Thurnstein-Mylonite (*VIOLA et alii*, 2001), die im Bereich von Gratsch auftreten, getrennt. Dieses bedeutende Mylonitband mit abschiebender Kinematik scheint sich unterhalb der Etschalluvionen auch westwärts in Richtung Naturns (*Naturno*) fortzusetzen.

Die tektono-metamorphe Pejo-Einheit ist durch eine mittelgradige Metamorphose wahrscheinlich variszischen Alters gekennzeichnet, gefolgt von einer alpidischen Überprägung in Grünschiefer-Fazies. Die Einheit weist zwei bezeichnende Gesteinsgesellschaften auf. Unterhalb von 1600 m dominiert im Vinschgau die Kombination Zweiglimmergneise (**OOP**) und Orthogneise (**OOG**) mit untergeordneten Lagen von Amphiboliten (**OAF**) und Marmoren (**OMA**). Die geschieferten, oft mylonitischen Zweiglimmergneise weisen zusätzlich migmatitartige Lagen und Linsen sowie häufige Einschaltungen von geschieferten Pegmatiten permischen Alters (*OGA* – siehe Kapitel 2.11.3) auf. Die zweite Hauptgesteinsgesellschaft liegt entlang der Wasserscheide zwischen dem Vinschgau und dem Ultental und besteht aus Staurolith-führenden Granatglimmerschiefern (**OMI**) mit untergeordneten Einschaltungen von Amphiboliten (**OAF**), Marmoren (**OMA**) und seltenen Quarziten (**OQU**). Innerhalb der Glimmerschiefer (*OMI*) kommen im Nahbereich der Mauslochhöfe (*masi Buco del Topo*) und der Altalm (*Malga Vecchia*) permische Metadiorite und Metagabbros (*OGD*) vor (Beschreibung in Kapitel 2.11.2).

2.4.1. - Zweiglimmergneise (**OOP**)

Die Zweiglimmergneise treten am rechten Hang des Vinschgaus auf und erstrecken sich vom Talboden bis auf rund 1600 m. Es handelt sich um mittel- bis feinkörnige Gesteine, die im Erscheinungsbild an die gebänderten Gneise (*OUP_a*) erinnern. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Feldspat, Biotit, Hellglimmer ± Chlorit ± Granat. Sie unterscheiden sich von den meisten ostalpinen Gneisen durch eine örtlich auftretende Lithofazies mit migmatitischem Aussehen (Abb. 7). Da die Ausweisung dieser Gesteine als klassische Migmatite und die dadurch implizierten, entsprechenden Rahmenbedingungen eine völlige Neuheit darstellen würde und mit detaillierten Untersuchungen belegt werden müsste, beschränkte man sich auf die Hervorhebung der örtlichen Gefügeähnlichkeit.

Im Aufschluss erkennt man die Anzeichen eines starken Spannungsgradienten, der wahrscheinlich auf die Hauptdeformationsphase zurückgeht. Dadurch entstanden Wechsellagerungen von normal geschieferten Gneisen und mylonitischen Gneisen. In den Mylonitzonen erscheinen die Feldspat-reichen Bänder



Abb. 7 - Zweiglimmergneise (OOP) mit charakteristischen Quarz-Feldspat-Lagen der Pejo-Einheit, Naturns.

stärker deformiert und teilweise boudiniert (z.B. entlang der Straße nach Aschbach/Rio Lagundo oder bei der Fraktion Josefsberg/S. Giuseppe, Forst/Foresta) In den Bereichen mit schwächer ausgeprägter Verformung finden sich offene bis geschlossene Falten. Zuweilen (S von Plaus) wurde ein gradueller Übergang zwischen feinkörnigen Feldspatlagen und Zentimeter-mächtigen Pegmatitlagen (OGA) beobachtet. Wo die metatektisch überprägten Feldspatlagen fehlen, beobachtet man eine Veränderung der Zusammensetzung mit graduellen Übergängen zu quarzreichen Gneisen, Glimmergneisen und untergeordnet Biotitglimmerschiefern.

Biotit ist stets vorhanden, gewöhnlich häufiger als Hellglimmer, und zeichnet die Hauptschieferung S_2 nach. Quarz ist ebenfalls reichlich vorhanden, teils in Form von Lagen, teils gleichmäßig im Gestein verteilt. Am Kontakt zu den Pegmatiten (OGA) und zu den leukokraten granitoiden Orthogneisen (OOG) tritt örtlich vermehrt Hellglimmer auf und bildet bis zu 5 mm große Kristalle (SE von Töl/Tell) aus. Plagioklas tritt in großen Mengen einzig in den entsprechenden Lagen von quarz-feldspatischer Zusammensetzung auf. Granat wird nur selten, z.B. in der Fraktion Josefsberg bei Forst, beobachtet. Hier treten Zentimeter-große Granatkristalle in den besser erhaltenen Scherlinsen (*lithons*), wie den Scharnier-

bereichen von D₃-Falten, oder am Kontakt zu kleineren Lagen von grobkörnigen, Granat-führenden Amphiboliten, auf.

In einem kleinen Bereich zwischen Aschbach (*Rio Lagundo*) und Larchbühel (*Dosso dei Larici*) treten innerhalb der Zweiglimmergneise Andalusit-reiche Gneise mit statisch längs und quer zur Schieferung gewachsenen, teils perfekt idiomorphen Andalusitkristallen. Die Bildung von Andalusit wird von einer statischen Blastese von mm-großen Biotitkristallen begleitet. Diese Blastese wurde auch von SPIESS *et alii* (2001) beschrieben.

2.4.2. - *Staurolith-führende Granatglimmerschiefer (OMI)*

Am SW-Rand des Kartenblattes sind im Bereich von der Naturnser Hochwart (*Guardia Alta di Naturno*) bis zum Rauhen Bühel (*Colle Scabro*) auf über 1600 m sowie im Gebiet des Vigiljochs Glimmer-, Granat- und Staurolith-reiche Gesteine aufgeschlossen. Es handelt sich vorwiegend um Glimmerschiefer und untergeordnete Paragneise, die graduell in die unterlagernden Zweiglimmergneise (*OOP*) übergehen. Sie können im Aufschluss durch die vielen, 1-10 Zentimeter mächtigen Quarzzeilen und die bis zu 3 cm großen Granate ausgehalten werden. Diese Gesteine sind mittelkörnig, teils auch grobkörnig ausgebildet und zumeist geschiefert. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Biotit, Granat sowie untergeordnet Hellglimmer, Plagioklas, Staurolith und Chlorit. Der Quarzgehalt beträgt oft bis zu 50-60% des Gesamtgesteins, wodurch die Gesteine örtlich in Quarzglimmerschiefer übergehen. Plagioklas tritt in variablen Mengen auf und fehlt in einigen Aufschlüssen gänzlich, während er mancherorts am Handstück ausgemacht werden kann.

Die Hauptschieferung S₂ wird von den Glimmermineralen definiert. Hierbei überwiegt Biotit, insbesondere in den Granat-Staurolith-reichen Lithotypen. Hellglimmer ist hingegen in geringerem Maß vorhanden. In den Bereichen mit einer deutlicher ausgebildeten Schieferung S₃ wird Biotit durch Chlorit ersetzt und das Gestein erhält eine grünliche Färbung. Dies kann am Kamm der Naturnser Hochwart (*Guardia Alta di Naturno*) beobachtet werden, wo der Chloritanteil so stark zunimmt, dass die Gesteine ein phyllitisches Erscheinungsbild aufweisen. Die Granate stechen aufgrund ihrer Größe (Zentimeter bis mehrere Zentimeter) bereits im Aufschluss deutlich hervor. Sie erscheinen präkinematisch zur Hauptschieferung S₂ und sind vielfach von Druckschatten aus Chlorit und Hellglimmer umgeben. Eine spätere Granatgeneration geht hingegen zusammen mit Biotit auf die Deformationsphase D₂ zurück. Seltener kommt Zentimeter-großer, oft synkinematisch zur Hauptschieferung S₂ gewachsener Staurolith vor.

NE des Rauhen Bühel (*Colle Scabro*), knapp nördlich der Bärenquelle (*Sorgente dell'Orso*), treten Staurolith-führende Granatglimmerschiefer mit reichlich

Sillimanit auf. Sie sind durch fibrolithischen Sillimanitwuchs nach Granat (I) und Biotit (I), in Aggregaten und ohne Einregelung, gekennzeichnet.

2.4.3. - *Quarzite* (OQU)

Die hellgrauen Quarzite treten in seltenen, 1 Meter bis maximal 10 Meter mächtigen Lagen und Linsen auf. Sie weisen ein mittel- bis feinkörniges, planar geschiefert Gefüge auf. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Biotit, Hellglimmer ± Chlorit.

2.4.4. - *Orthogneise* (OOG)

Die Orthogneise sind in Meter bis zehn Meter mächtigen Lagen südlich von Naturns (*Naturno*), zwischen rund 1000 m und 1450 m, aufgeschlossen. Es handelt sich um mittelkörnige, granitoide Orthogneise mit geschiefertem, teils mylonitischem Gefüge. Aufgrund der vorherrschenden Phasen Kalifeldspat u./o. Hellglimmer, bzw. spärlichem Biotit- und Chloritgehalt, treten vor allem leukokrate Typen auf. Neben Kalifeldspat und Hellglimmer treten noch Plagioklas, Quarz und untergeordnet Biotit und Chlorit auf. Die Hauptschieferung wird durch die Einregelung der Glimmerminerale nachgezeichnet. Der Feldspatgehalt ist gegenüber den restlichen Mineralphasen recht variabel. S von Naturns treten einige sehr helle, mittel- bis feinkörnige und sehr Feldspat-reiche Orthogneislagen auf. Demgegenüber treten auch quarz- und glimmerreiche Lagen auf (Niederhof/*maso Basso*, S von Töll/*Tel*). Innerhalb der Orthogneise treten außerdem Meter mächtige Einschaltungen von pegmatitischen Orthogneisen auf.

2.4.5. - *Amphibolite* (OAF)

Durchschnittlich 1 Meter mächtige Amphibolit-*Boudins* kommen sowohl innerhalb der Zweiglimmergneise (*OOP*), als auch innerhalb der Glimmerschiefer und Paragneise (*OMI*) vor. Sie wurden bei Kreuzbrünnl (*Fontanacroce*) S von Naturns (*Naturno*), im Bereich Naturnser Hochjoch-Stafflerberg (*Giogo Alto-Monte Scaglioni*), an der Naturnser Hochwart (*Guardia Alta di Naturno*) und W der Fraktion Aschbach (*Rio di Lagundo*) beobachtet. Sie weisen vielfach ein feinkörniges, planar geschiefert Gefüge auf. Die Hauptgemengteile sind Amphibol, Plagioklas, Quarz und Granat, als Nebengemengteile treten Epidot, Biotit, Chlorit, Hellglimmer, Titanit und Apatit auf. Die Hauptschieferung *S*₂ wird durch eine Einregelung von Amphibol sowie durch mm-mächtige, vorwiegend



Abb. 8 - Amphibolite mit kleinen D_3 -Falten. Pejo-Einheit, Aschbach (Rio di Lagundo).

Feldspat-führende Lagen unterstrichen. Man erkennt außerdem eine ausgeprägte D_3 -Fältelung (Abb. 8), die von einer Rekristallisation von Epidot, Quarz und örtlich Amphibol begleitet wird, jedoch keine neue Schieferung S_3 ausbildet.

2.4.6. - Marmore (OMA)

Weiß bis gelbliche Marmore treten vorwiegend innerhalb der Zweiglimmergneise (OOP) und seltener in den Staurolith-führenden Granatglimmerschiefern (OMI) auf. Die wichtigsten, 1 bis 30 Meter mächtigen Aufschlüsse treten in den aktiven Steinbrüchen W von Forst, am Westrand der Forst-Linie, S von Aschbach (Rio di Lagundo) und im Bereich der Platzerhöfe (Plazzola) S von Naturns (Naturno) auf. Der Mineralbestand umfasst Kalzit, Hellglimmer, Epidot, Amphibol, Chlorit und opake Mineralien. Die Marmore weisen ein planar geschiefertes Gefüge mit variabler Körnung von mittel bis fein auf. Die bei den Steinbrüchen von Forst aufgeschlossenen Lagen sind verfaltet und zeigen *Boudins* der Deformationsphasen D_2 und D_3 . Die Marmore treten auch verbreitet W des Larchbühels (Dosso dei Larici) auf, wo sie in der Nähe zur Forst-Linie, bzw. untergeordneter Scherzonen, ein kataklastisches Gefüge aufweisen.

Die Marmore innerhalb der Staurolith-führenden Granatglimmerschiefer (OMI) sind bei der Naturnser Hochwart (Guardia Alta di Naturno) in Meter bis

Mehrmeter mächtigen, gelblichen *Boudins* aufgeschlossen; hier kommen auch seltene, Meter mächtige Einschaltungen von Kalkglimmerschiefern vor. Die Übergänge zu diesen Paraderivaten sind stets graduell. Es handelt sich dabei um geschieferte und mittelkörnige Kalkglimmergesteine aus Quarz, Kalzit, Hellglimmer, Epidot, Apatit, Amphibol und Phlogopit.

2.5. - SCHENNA-EINHEIT

Im Osten des Passeiertals treten vier tektono-metamorphe Einheiten auf, von Norden nach Süden sind dies die Einheiten von St. Leonhard, Pens, Hirzer und Schenna. Letztere tritt im SE-Quadrant des Blattes, am linken Hang des unteren Passeiertals, in Form eines WSW-ENE-gerichteten Streifens zwischen Meran, dem Masultal (*valle del Rio Masul*) und den Talschlüssen östlich des Bergkammes zwischen Hirzer (*Punta Cervina*) und Pfandlspitze (*Cima di Pegno*) auf. Strukturell gesehen wird die Schenna-Einheit im N durch die mylonitisch-kataklastische Masul-Scherzone, im SE durch die Meran-Mauls-Linie und im W durch die Passeiertal-Linie begrenzt.

Hinsichtlich der metamorphen Eigenschaften unterscheidet sich die Schenna-Einheit von den übrigen im Passeiertal durch das Auftreten von reichlich Sillimanit, sowohl in den Paragneisen (**OVP**) als auch in den Glimmerschiefern (**OVM**). Die strukturellen Eigenschaften (Pseudomorphosen nach Granat) weisen auf eine Dekompression hin, welche schon in der Literatur erwähnt wurde (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972, 1974; GREGNANIN 1980).

Neben den obengenannten Lithotypen treten noch untergeordnete Amphibolitlinsen (**OVA**) auf. Im Nahbereich der Meran-Mauls-Linie treten außerdem ein bis zehn Meter mächtige *Boudins* von Marmoren (**OVB**) und Quarziten (**OVQ**) auf. Pegmatitgänge (*OGA* – Beschreibung in Kapitel 2.11.3) sind in den alten Bergbauen des Masulbachs am Kontakt zur überlagernden Hirzer-Einheit aufgeschlossen.

2.5.1. - Sillimanit-führende Paragneise (**OVP**)

Sie stellen den dominierenden Gesteinstyp dieser Einheit dar und treten im unteren Passeiertal, im Masultal und im Grundgebirgsabschnitt E von Schenna (*Scena*) auf. Die Paragneise weisen ein mittel- bis feinkörniges, geschiefertes Gefüge auf. Mitunter zeigen sie wechselnde Bänder von unterschiedlicher Zusammensetzung. In den Paragneisen treten glimmerreiche Fazies und auch Meter mächtige Glimmerschieferlagen auf. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer mit variablem Gehalt an Granat und Chlorit, ört-

lich treten Staurolith und Sillimanit auf. Als Nebengemengteile finden sich Rutil und opake Mineralien. Die Hauptschieferung S_2 wird von Glimmermineralen, besonders von Biotit, örtlich auch von Granat (II) und Staurolith nachgezeichnet. Die zahlreichen, duktil-spröden Deformationszonen in diesem Gebiet verursachten eine retrograde Überprägung der amphibolitfaziellen Paragenesen. Im Masultal, am tektonischen Kontakt zur Hirzer-Einheit (Masul-Scherzone), zeigen die Paragneise eine stärkere Überprägung in Grünschiefer-Fazies mit einer entsprechenden Zunahme an Chlorit und Hellglimmer sowie einer pervasiven D_3 -Krenulation.

Im Grundgebirgsabschnitt zwischen Schenna (*Scena*) und dem Plattenjoch (*Giogo delle Laste*) tritt im Nahbereich der Periadriatischen Linie reichlich Sillimanit auf, der statisch in fibrolitischen Aggregaten nach Granat (I) und Biotit (I) wächst. In der Gegend des Plattenjochs regelt sich der Sillimanit auf den Schieferungsflächen S_2 parallel zum Biotit ein. Die mehrere Millimeter großen Granat-Porphyrklasten (I) treten nicht gleichmäßig verteilt auf, sondern konzentrieren sich in und um die Phyllosilikat-reichen Lagen. Im Abschnitt E von Schenna, zwischen dem Pichlerhof (*maso Pichler*) und dem Zmailerhof (*maso Zmailer*), ist eine verbreitete Plagioklas-Blastese vorhanden, die jedoch in den feinkörnigeren Gesteinstypen nicht immer auftritt. Plagioklas (I) ist reichlich vorhanden und von vielen Einschlüssen gekennzeichnet. Staurolith tritt selten auf und wächst synkinematisch zur Hauptschieferung S_2 .

Im Nahbereich der Meran-Mauls-Linie nehmen die Quarz-Feldspat-Paragneislagen zu und gehen graduell in seltene Lagen von gneissischen Quarziten und Quarziten (*OVQ*) über.

2.5.2. - Sillimanit-führende Glimmerschiefer (OVM)

Diese Gesteine treten im Bereich Videgg (*Viadacqua*), vom Masulbach (*Rio Masul*) im SW bis zum Plattenjoch (*Giogo delle Laste*) im NE, und weiter bis in den Talschluss des Grünangertals (*Valle del Pascolo Verde*) auf. Sie zeigen zumeist eine mittlere Körnung, die mit zunehmender Deformation kleiner wird. Das geschieferte Gefüge zeigt entlang der Scherzonen lokal mylonitischen bis kataklastischen Charakter mit der Bildung von Chlorit und Hellglimmer.

Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Hellglimmer, Biotit, Plagioklas und variablen Mengen an Staurolith und Sillimanit, als Nebengemengteile treten opake Mineralien, Rutil und Turmalin auf. Die Hauptschieferung S_2 ist pervasiv und örtlich krenuliert sowie durch eine deutliche Einregelung von Hellglimmer (II), Biotit (II), Granat (II) und untergeordnet Staurolith gekennzeichnet. Lokal variiert die Zusammensetzung mit einer Zunahme von Quarz oder der Neubildung von albitischem Plagioklas. Die Plagioklas-Blastese wurde vor allem im

N des Zmaierhofes (*Maso Zmaier*) beobachtet, wo Plagioklasaggregate diffus wachsen und dem Gestein ein typisch gneisisches Aussehen verleihen.

Je nach der Position innerhalb der Einheit und in Abhängigkeit des Sillimanitgehaltes treten Biotit und Hellglimmer in verschiedensten Mengen auf. Analog zu den Sillimanit-führenden Paragneisen (*OVP*) führen die Glimmerschiefer nahe der Meran-Mauls-Linie zwischen Schenna (*Scena*) im Passeiertal (*Val Passiria*) und dem Grünangertal (*Valle del Pascolo Verde*) vermehrt Sillimanit und reichlich Biotit. Sillimanit zeigt meist einen statischen Wuchs und bildet Aggregate ohne Einregelung, mitunter ersetzt er pseudomorph den Granat (I). Im Falle einer stärkeren, retrograden Überprägung in Grünschiefer-Fazies wird Biotit durch Chlorit ersetzt. Hellglimmer kommt hingegen vermehrt im nördlichen Bereich der Einheit vor. Die Granate bilden idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle und erreichen in erster Generation eine Größe von bis zu zwei Zentimeter. Staurolith kommt mitunter reichlich vor und kann ebenfalls 2-3 cm große Kristalle in erster Generation ausbilden, vielfach synkinematisch zur Hauptschieferung S_2 .

Hellglimmer-führende Glimmerschiefer mit präkinematisch zur Hauptschieferung S_2 gebildeten Kalifeldspat-Porphyroklasten wurden NW des Plattenjochs (*Giogo delle Laste*) am Kontakt zur Hirzer-Einheit kartiert.

2.5.3. - Quarzite (**OVQ**)

Quarzite von weißlich-grauer Farbe treten in ein bis zwanzig Meter mächtigen Lagen innerhalb der Sillimanit-führenden Paragneise (*OVP*), hauptsächlich entlang der Meran-Mauls-Linie, auf. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Hellglimmer, Biotit \pm Plagioklas \pm Chlorit. Sie zeigen vorwiegend ein feinkörniges, mylonitisches Gefüge, wobei die Hauptschieferung durch Phyllosilikate nachgezeichnet wird.

2.5.4. - Amphibolite (**OVA**)

Die Amphibolite bilden Lagen von einigen Metern Mächtigkeit innerhalb der Sillimanit-führenden Paragneise (*OVP*) und der Sillimanit-führenden Glimmerschiefer (*OVM*). Die wichtigsten Aufschlüsse finden sich beim Zmaierhof (*Maso Zmaier*) und beim Rieserhof (*Maso Rieser*) in der Gegend von Schenna (*Scena*), nördlich der Ifingerhütte (*Rifugio Ivigna*), zwischen dem Masulbach und der Streitweideralm (*Malga della Lite*) sowie im Talschluss des Masultals NE von Videgg (*Viadacqua*). Sie weisen generell ein mittel- bis feinkörniges, planar geschiefertes (S_2) Gefüge mit der Einregelung von Amphibolen auf. Der Mineralbestand umfasst Amphibol, Plagioklas und untergeordnet Quarz, Epidot, Biotit,

Chlorit, selten Granat und Rutil. In der Regel ist kein mineralogischer Lagenbau vorhanden, Amphibol und Plagioklas sind gleichmäßig im Gestein verteilt. Örtlich gehen sie in Amphibolgneise mit einem höheren Plagioklasgehalt und einem grobkörnigen, gleichkörnigen Gefüge über (Videgg/*Viadacqua*).

2.5.5. - *Marmore* (OVB)

Nahe der Periadriatischen Linie im Bereich der Wasserscheide vom Plattenjoch (*Giogo delle Laste*) im hintersten Masultal (*Valle di Rio Masul*) bis ins Grünangertal (*Valle di Pascolo Verde*) im Sarntal (*Val Sarentino*) treten Marmorlagen auf. Sie bilden Dezimeter bis mehrere Meter mächtige *Boudins*, die innerhalb der Sillimanit-führenden Paragneise (*OVP*) und der Quarzite (*OVQ*) auftreten. Die Färbung ist weiß gelblich, seltener rosafarben. Zumeist weisen sie ein mittel- bis feinkörniges, mylonitisches Gefüge mit deutlichen Streckungslinearen auf. Der Mineralbestand umfasst vorwiegend Karbonate mit seltenen Silikatlagen (Phlogopit, Epidot, Tremolit).

2.6. - HIRZER-EINHEIT

Diese Einheit ist im östlichen Blattbereich am linken Hang des Passeiertals nördlich der Schenna-Einheit aufgeschlossen. Sie bildet einen SW-NE-gerichteten Streifen und umfasst dabei das Gebiet zwischen Verdins (*Verdines*) und Schweinsteg (*S. Orsola*), das Masultal (*Valle di Rio Masul*), die Talschlüsse des Brantltales (*Valle Bruciata*), des Grafeistales (*Rio di Graves*) und des Fartleistales (*Valtellese*), den Bergkamm zwischen Hirzer (*Punta Cervina*) und Alplerspitz (*Cima dell'Alpetta*) sowie im Sarntal (*Val Sarentino*) die Talschlüsse des Weissenbachtals (*Rio Bianco*) und des Grünangertals (*Valle di Pascolo Verde*). Die Südgrenze dieser Einheit zur Schenna-Einheit hin wird von der Masul-Scherzone, einer ca. 1 km breiten und vorwiegend mylonitischen Zone, gebildet. Richtung Norden wird sie tektonisch von der Mylonitzone der Pens-Einheit begrenzt. Im Westen stößt die Hirzer-Einheit an die Passeiertal-Linie.

Die Hirzer-Einheit ist durch das vorwiegende Auftreten von Paragneisen (**OCP**) gekennzeichnet, die im östlichen Bereich eine ausgeprägte Blastese von Kyanit, Plagioklas und Biotit (**OCP_a**), mit bis zu 10 Zentimeter großen Kyanitkristallen aufweisen. Im südlichen Bereich wechseln die gebänderten Paragneise mit zahlreichen Einschaltungen von granitoiden Orthogneisen (**OCO**), deren Mächtigkeit zwischen 10 m und einigen Hundertermetern schwankt. Diese Wechselagerungen bilden in Richtung des Masultals zunehmend ein mylonitisches Gefüge aus und stellen somit zusammen mit den Masulbach-Myloniten (**OCX**) den

Hauptteil der gleichnamigen Scherzone dar. In den Paragneisen treten außerdem untergeordnete Lagen von Amphiboliten (**OCA**) und Quarziten (**OCQ**) auf.

2.6.1. - *Kyanit-Staurolith-führende Paragneise (OCP)*

Dieser Gesteinstyp tritt in der Hirzer-Einheit am häufigsten auf, vorwiegend zwischen dem Passeiertal (*Val Passiria*) und dem Weißenbachtal (*Valle di Rio Bianco*), einen Seitental der Talfer (*Talvera*, Sarntal). Es handelt sich um gebänderte, glimmerreiche Paragneise von brauner Farbe und mittel- bis feinkörnigem, pervasiv geschiefertem Gefüge. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Hellglimmer, variabel Granat, Kyanit, Staurolith und Chlorit. Die Glimmerminerale kommen stets in großen Mengen, aber in unterschiedlicher Verteilung vor. Quarz und Plagioklas sind gleichmäßig im Gestein verteilt und bilden nur örtlich eigene Bänder aus. Kyanit und Granat (I) treten als intrafoliale, präkinematisch zur Hauptschieferung S₂ gewachsene Porphyroklasten auf, vielfach werden sie durch Serizitaggregate ersetzt. Staurolith wächst prä- und synkinematisch zur Hauptdeformation D₂. Granat (II) liegt selten und bis zu 1 Zentimeter Größe vor. Chlorit kristallisiert ungleichmäßig verteilt und in erster Linie nach Biotit. Außerdem beobachtet man Coronae aus Ilmenit um Rutil sowie Glimmerlagen mit reichlich Turmalin, zuweilen auch in Mikroaggregaten. Letztere weisen auf eine alpidische Deformation und eine Mobilisierung des älteren Gefüges hin, wodurch sich örtlich eine diffuse retrograde Überprägung entwickelte.

2.6.1.1. - *Plagioklas-Kyanit-führende Paragneise (OCP_a)*

Diese Paragneise stellen eine Varietät der Kyanit-Staurolith-führenden Paragneise (*OCP*) dar, von welchen sie sich durch eine auffällige Blastese von Kyanit, Plagioklas und Biotit unterscheiden. Diese Mineralbildung erfolgte erst nach der Entwicklung der Hauptschieferung S₂ und kann im Talschluss des Fartleistaies (*Valtellese*) im oberen Grafeistal (*Rio di Graves*) und in den Gletscherkaren unterhalb der Hirzer Nordwand beobachtet werden. Weitere Aufschlüsse finden sich im Bereich zwischen Hirzer (*Punta Cervina*) und Alplerspitz (*Cima dell'Alpetta*), zwischen dem Grünangertal (*Valle di Pascolo Verde*) und dem Weißenbachtal (*Rio Bianco*, Sarntal). Diese Gesteine besitzen eine mittlere bis grobe Körnung und eine deutliche Schieferung. Die Mineralparagenese besteht aus Plagioklas, Quarz, Biotit, Hellglimmer, Kyanit ± Staurolith. Kyanit ist ungleichmäßig verteilt und mit einer Kristallgröße von bis zu 10 cm zumeist bereits im Aufschluss gut erkennbar. Im Bereich des Hirsers treten auch synmetamorphe Extensionsadern mit einer Quarz-Kyanit-Füllung auf. Insbesondere im SE der Pfandlspitze (*Cima di*

Pegno) wurden metermächtige Linsen mit pegmatitischer Korngröße aus Quarz, Feldspat, Biotit und Kyanit, letzterer in Kristallen von über 10 cm Größe, beobachtet. Dieser spezielle Lithotyp wurde in anderen Bereichen der Hirzer-Einheit nicht angetroffen. Ähnliche Gesteine mit Kyanit-Megakristallen wurden auch in der Tonale-Decke W von Rumo (*Nonstal/Val di Non*), beschrieben.

2.6.2. - *Quarzite (OCQ)*

Sie treten vor allem in mächtigen Lagen von bis zu 50 Metern innerhalb der Masulbach-Mylonite (*OCX*), im Bereich zwischen dem Masultal und dem Grünangertal (*Valle di Pascolo Verde*), auf. Es handelt sich um helle, geschieferte bis mylonitische Gesteine aus vorwiegend Quarz, untergeordnet kommen noch Hellglimmer und Chlorit vor.

2.6.3. - *Granitoide Orthogneise (OCO)*

Die Orthogneise treten in durchgehenden Bändern von 10 bis 100 m Mächtigkeit auf. Man beobachtet sie vom Masultal nördlich von Verdins (*Verdines*) bis zum Grubenkopf (*Monte delle Fosse*) im Sarntal (*Val Sarentino*). Ihre SW-NE-gerichtete Erstreckung bildet hierbei einen flachen Winkel zur Meran-Mauls-Linie. Sie weisen eine mittlere bis grobe Körnung und ein Augengefüge, teils geschiefert, teils mylonitisch (Masulbach NE von Verdins), auf. Die großen Kalifeldspat-Porphyrklasten richten sich vielfach entlang der Schieferung aus und können in gering deformierten Bereichen mehrere Zentimeter groß sein. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, weniger Hellglimmer ± Chlorit. Die Hauptschieferung S_2 wird vor allem von Biotit, untergeordnet von Hellglimmer nachgezeichnet. In mylonitischer Fazies kann der Chlorit gegenüber Biotit überwiegen. Die Glimmerminerale erreichen eine maximale Korngröße von ein bis zwei Millimeter und bilden dünne Lagen, die mit Quarz-Feldspat-Lagen wechseln. Plagioklas tritt gleichmäßig verteilt in mm-großen Kristallen auf und bildet oft auch gemeinsam mit Quarz und Glimmer die Grundmasse des Gesteins.

Im SE des Hirzers und an der Basis seiner NW-Wand treten einige Zehnermeter mächtige Linsen von leukokraten Granitorthogneisen auf. Es handelt sich um sehr helle, gleichkörnige Gesteine mit mittlerer Korngröße und geschiefertem Gefüge. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, vorwiegend Hellglimmer und untergeordnet Chlorit. Quarz und Feldspat kommen in Kristallen von wenigen Millimetern vor, wohingegen Chlorit deutlich kleinere Kristalle von oftmals unter einem Millimeter aufweist. Diese Gneise sind vielfach

stark deformiert, insbesondere am Kontakt zu den Kyanit-Stauroolith-führenden Paragneisen (OCP).

2.6.4. - Amphibolite (OCA)

Die Amphibolite kommen in Form von seltenen, bis zu einem Meter mächtigen *Boudins* innerhalb der Kyanit-Stauroolith-führenden Paragneise (OCP) vor. Die Mineralparagenese besteht aus Amphibol, Plagioklas, Quarz \pm Biotit \pm Chlorit. Sie sind bei guter Erhaltung mittelkörnig, im Falle einer ausgeprägten Deformationsphase D3 feinkörnig ausgebildet. Örtlich erkennt man einen mineralogischen Lagenbau mit wechselnden Plagioklas- und Amphibol-reichen Bändern.

Fein- bis mittelkörnige Amphibolgneise treten in kleineren Aufschlüssen am linken Hang des Passeiertals im oberen Bereich des Tallneralm-Kars (*Alpe di Talle*) auf.

Im Gipfelbereich des Hirzers kommen mittelkörnige, isotrop ausgebildete Amphibolite mit Zentimeter-großen Granaten vor. Sie bestehen vorwiegend aus Amphibol, Plagioklas und Granat. Vielfach sind sie von den umgebenden Paragneisen durch eine dünne Ortogneislage getrennt.

2.6.5. - Masulbach-Mylonite (OCX)

Die bedeutendsten Aufschlüsse von Phylloniten und kompakteren Myloniten können entlang des Bachbettes des Masulbaches (*Rio Masul*) nahe der Brücke nördlich von Verdins (*Verdines*) und entlang der Strasse von der Seilbahnstation Oberkirn (*Maso di sopra*) nach Videgg (*Viadacqua*) beobachtet werden (Abb. 9).

Es handelt sich um eine Zone aus Glimmerschiefern u./o. Gneisschiefern mit mylonitischem Gefüge, die mit seltenen Amphibolitlagen und parakonkordanten Augengneis-Bändern (Feldspat-Porphyroklasten) vergesellschaftet sind. Dieser Streifen stellt eine regional bedeutsame Scherzone mit einer Mächtigkeit von bis zu einem Kilometer dar.

Die Gesteine weisen ein überwiegend mylonitisches, teils kataklastisches Gefüge bei vorwiegend feiner, örtlich auch mittlerer Korngröße auf. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Chlorit, teilweise Biotit. Die Gesteine zeigen eine metamorphe Überprägung in Grünschiefer-Fazies bei niedrigen Temperaturen. In den stärker deformierten Bereichen treten Zentimeter- bis Dezimeter-mächtige Lagen von Ultramyloniten und Ultrakataklasiten auf. Diese zeigen einen hohen Deformationsgradient mit sehr feiner Korngröße und einem geringen Gehalt an Porphyroklasten (PASSCHIER & TROUW, 2004). Die mylonitische Schieferung S_m wird durch die Einregelung von Hellglimmer, Chlorit und



Abb. 9 - Orthogneissmylonite im Masulbach bei der Brücke nördlich von Verdins (Verdines). Hirzer-Einheit.

Quarzzeilen unterstrichen. In den seltenen Scherlinsen (*lithons*) kann man eine frühere Schieferung in Porphyroklasten von Hellglimmer und Biotit beobachten. Dies deutet auf einen zunehmenden Ausgleich der thermobarometrischen Bedingungen hin. Örtlich treten S-C-Gefüge auf und auf den Schieferungsflächen erkennt man eine Lineation der Phyllosilikate.

2.7. - PENS-EINHEIT

Die Pens-Einheit ist durch das Vorkommen einiger permomesozoischer Sedimentreste gekennzeichnet. Diese werden der Penser Synklinale *Auct.* zugeordnet und bestehen aus Metakarbonaten (**OPD**) sowie Metakonglomeraten mit Einschaltungen von Quarziten und untergeordnet Metasandsteinen (**OPC**). Trotz einer schwachen, alpidischen Überprägung sind in diesen Karbonatgesteinen noch teilweise Bioklasten erhalten. Die westlichen Bereiche dieser Einheit erstrecken sich bis in den NE-Quadrant des Blattes zwischen dem Talschluss von Fartleis (*Valtellese*), einem Seitental des Passeiertals (*Val Passiria*), und dem Weißbachtal (*valle del Rio Bianco*) im Sarntal (Val Sarentino). Diese Bereiche sind größtenteils von den stark mylonitischen, Hellglimmer-führenden granitoiden

Orthogneisen (**OPG**) gekennzeichnet. Das mylonitische Gefüge dieser Gneise ist mitunter so stark ausgeprägt, dass kein Rückschluss auf den entsprechenden Protolith möglich ist.

2.7.1. - Metakarbonate (**OPD**)

Die Metakarbonate treten nur auf der linken Seite des Weißenbachtals (*valle del Rio Bianco*) östlich der Alperspitz (*Cima dell'Alpetta*) und mit einer maximalen Mächtigkeit von 20-30 Meter auf. An der Basis kommt eine ca. 50 cm mächtige Lage von Karbonaten mit mylonitischem Gefüge vor, die allmählich in dunkelgraue Bänke von insgesamt 4-5 Meter Mächtigkeit aus stark rekristallisierten Dolomiten übergehen. Nach oben folgen gut geschichtete, schwarze mergelige Kalke. Die Metakarbonate können zum Teil mit den triassischen Einheiten weiter im Osten in Verbindung gestellt werden, wo eine schwach deformierte Abfolge karbonatischer Gesteine mit ansonsten recht unterschiedlichen Eigenheiten aufgeschlossen ist. Letztere konnte dank *Diplopora anulata* und Crinoidenresten von den Autoren teils ins Ladin (helle, massige Dolomite) und teils ins Anis gestellt werden.

2.7.2. - Metakonglomerate (**OPC**)

Diese Gesteine treten begrenzt auf der linken Seite des Weißenbachtals (*valle del Rio Bianco*) südlich der Alperspitz (*Cima dell'Alpetta*), in tektonischem Kontakt zu den Metakarbonaten (*OPD*) und den Hellglimmer-führenden, granitoiden Orthogneisen (*OPG*) auf. Es handelt sich um ungleichkörnige, komponentengestützte Metakonglomerate mit teilweise gut erkennbarem, mittel- bis grobkörnigem Gefüge. Der Kornbestand beinhaltet gut 60% abgerundete bis kantengerundete, Zentimeter-große Quarzklasten. In der Matrix kann man Millimeter-großen Hellglimmer (10%) und Serizit von hellgrüner bis violetter Farbe ausmachen. Die Schieferung ist schwach ausgebildet und wird durch die Einregelung der Phyllosilikate angedeutet. Am Übergang zu den Karbonatgesteinen gehen die Metakonglomerate graduell in eine quarzreiche Fazies über. Im Allgemeinen zeigen sie eine geringe bis sehr schwache, metamorphe Überprägung.

2.7.3. - Hellglimmer-führende granitoide Orthogneise (**OPG**)

Diese Gesteine treten in einem WSW-ENE-Streifen durchgehend von der Talsohle des linken Passeiertals (Brantltal/*Valle Bruciata*) südlich von St. Martin in

Passeier (*San Martino in Passiria*) bis ins Weißenbachtal (*valle del Rio Bianco*) im Sarntal auf.

Es handelt sich um mittelkörnige Orthogneise, z.T. mit Augen-Gefüge, generell mit gleichkörnigem, oftmals auch mylonitischem Gefüge. Die Kristallgröße reicht je nach der Intensität der Durchbewegung von wenigen Millimetern bis zu einigen Zentimetern. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Hellglimmer \pm Chlorit \pm Biotit. Das Erscheinungsbild dieser Gesteine ändert sich mit dem Grad der Deformation, bzw. der Rekristallisation von Chlorit. Die 1-2 cm großen Kalifeldspat-Porphyrklasten wurden nur in den weniger durchbewegten Bereichen beobachtet (S der Alplerspitz/*Cima dell'Alpetta* und SE des Schafberges/*Monte delle Pecore*, in Fartleis/*Valtellese* und im Grafeistal/*Valle di Rio Graves*). Richtung W sind die Porphyroklasten aufgrund der stärkeren Verformung von einer deutlichen Einregelung gekennzeichnet. Weitere Orthogneise mit feinkörnigem, mylonitischem bis ultramylonitischem Gefüge und grüner Farbe (Chlorit) treten auf beiden Seiten des Fartleistales (*Valtellese*), im Bereich der Fartleisalm (*Malga Valtellese*), auf und reichen über den Kamm zwischen dem Riffelspitz (*Monte Sega*) und dem Prantachkogel (*Monte Prantago*) bis ins mittlere Grafeistal (*Valle di Rio Graves*). Hier kann man sie entlang der Straße vom Strohmaier auf der linken Talseite sowie in den verbreiteten Aufschlüssen auf der rechten Talseite, in der Nähe des Sägewerkes, beobachten.

2.8. - ST. LEONHARD-EINHEIT

Die St.-Leonhard-Einheit ist im NE des Blattbereiches auf der linken Seite des Passeiertals aufgeschlossen. Sie bildet dabei einen WSW-ENE-gerichteten Streifen, der sich ab St. Martin in Passeier im Osten der Passer entwickelt. Strukturell liegt diese Einheit östlich der Passeiertal-Linie, nördlich der Scherzone der Pens-Einheit sowie südlich der Mylonite und Kataklasite der Jaufen-Linie. Die St.-Leonhard-Einheit umfasst die unteren Talbereiche von Grafeis (*Valle di Rio Graves*), Fartleis (*Valtellese*) und Pfistrad (*Viastrata*) sowie die beiden Bergkämme Hühnerspitz-Plattenspitz (*Punta Gallina-Punta delle Laste*) und Hochwart-Sailer Taljoch (*Guardialta-Passo Val Sala*). Die Einheit besteht vorwiegend aus gebänderten Paragneisen (**OJP**) mit mächtigen Einschaltungen von granitoiden Orthogneisen (**OJO**) sowie Orthogneisen mit Feldspat-Porphyrklasten (**OJF**). Im Bereich der Hochwart treten neben den Paragneisen auch Glimmerschiefer (**OJM**) auf. Außerdem kommen wiederholt kleinere Quarzitbänder (**OJQ**) und Amphibolit-*Boudins* (**OJA**) vor.

2.8.1. - Gebänderte Paragneise (OJP)

Sie treten am linken Hang des Passeiertals, von St. Martin bis zur Einmündung des Brantltals (*Valle Bruciata*), in den unteren Talbereichen von Grafeis (*Valle di Rio Graves*), Fartleis (*Valtellese*) und Pfistrad (*Viastrata*) bis zur St. Leonharder Hochwart (*Monte Guardia Alta di San Leonardo*) auf. Es handelt sich um gebänderte, graue bis braun-rötliche Paragneise, teilweise mit Hellglimmerlagen. Bis auf einige mittel- bis grobkörnige Aufschlüsse weist das Gestein eine mittlere bis feine Körnung auf. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer \pm Chlorit sowie Porphyroklasten von Granat, Staurolith, Kyanit und Turmalin.

Die Hauptschieferung S_{1-2} wird 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 (St. Anna im Pfistradtal/*S. Anna, Val Viastrata*) 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 (II) und Staurolith.

2.8.2. - Glimmerschiefer (OJM)

Sie treten nahe der St. Leonharder Hochwart (*Guardialta di San Leonardo*) und im oberen Pfistradtal (*valle del Rio di Viastrata*) auf. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Plagioklas \pm Granat \pm Kyanit \pm Staurolith \pm Turmalin. Zumeist weisen sie ein mittelkörniges, bei stärkerer Deformation auch ein feinkörniges Gefüge auf. In einigen Bereichen sind gneisische und quarzreiche Lagen zu erkennen. Die Gesteine sind vorwiegend geschiefert, seltener mylonitisch ausgebildet. Die Hauptschieferung S_2 wird vorwiegend durch die Einregelung von Biotit und untergeordnet Hellglimmer nachgezeichnet. Biotit (I) tritt intrafolial auf und wird bei einer retrograden, grünschieferfaziellen Überprägung durch Chlorit ersetzt. 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, wenn auch in bis zu 1 cm großen Kristallen im Bereich der St. Leonharder Hochwart (*Guardialta di San Leonardo*).

2.8.3. - Quarzite (OJQ)

Die Quarzite treten als Einschaltungen innerhalb der gebänderten Paragneise (OJP) und der Glimmerschiefer (OJM) auf. Sie bilden Lagen zwischen 1 und 20 Meter Mächtigkeit. Diese weißen 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 einregelt sind.

2.8.4. - Orthogneise mit Feldspat-Porphyroklasten (OJF)

Dieser Gesteinstyp tritt mit einer NE-SW-Richtung vom Unterberg (*Monte di Sotto*) im Weißenbachtal (*Valle di Rio Bianco*) bis zum Hühnerspitz (*Cima Gallina*), an der Wasserscheide zwischen dem Fartleistal (*Valtellese*) und dem Pfistradtal (*Valle di Viastrata*), auf. Alsdann quert der Streifen das gesamte Fartleistal und erstreckt sich Richtung SW über den Bergkamm Riffelspitz-Prantachkogel (*Monte Sega-Monte Prantago*) bis ins mittlere Grafeistal (*Valle di Rio Graves*). Es handelt sich um graue bis grau-braune Gesteine, die durch mehrere Zentimeter große, in das mylonitische Gefüge eingebettete (Abb. 10) Porphyroklasten von Kalifeldspat und Plagioklas gekennzeichnet sind. Der Mineralbestand umfasst



Abb. 10 - Typischer Orthogneis mit Feldspat-Porphyroklasten (OJF). Man beachte die erhebliche mylonitische Durchbewegung. St.-Leonhard-Einheit. Fartleistal/Valtellese.

Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, reichlich Biotit, weniger Hellglimmer \pm Chlorit (Weißenbachtal, Fartleisalm/*Malga Valtellese*).

2.8.5. - *Granitoide Orthogneise (OJO)*

Diese Gneise treten in Form von Einschaltungen innerhalb der Paragneise (*OJP*) im NE von St. Martin in Passeier nahe des Plattenspitz (*Punta delle Laste*), auf. Dabei bilden sie Lagen von bis zu einem Kilometer Mächtigkeit. Vielfach zeigen sie ein Augengefüge bei heller Färbung und vorwiegend mittlerer, teils feiner Körnung. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, untergeordnet Hellglimmer, mitunter Chlorit. Der Kalifeldspat tritt in intrafolialen Porphyroklasten von einigen Millimetern bis wenigen 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 auf.

Eine hellere Orthogneisfazies tritt lokal in der Nähe des Plattenspitz (*Punta delle Laste*) in Meter bis Zehnermeter mächtigen Lagen auf. Es handelt sich um mittel- bis feinkörnige, leukokrate Orthogneise, die durch das Fehlen mafischer Mineralien, insbesondere Biotit, gekennzeichnet sind. Sie zeigen ein gleichkörniges, geschiefertes Gefüge und bestehen aus Quarz, Na-Plagioklas, Kalifeldspat sowie untergeordnet Hellglimmer und Chlorit. Örtlich kann man einen graduellen Übergang zwischen wenig deformierten und stark verformten Bändern mit mylonitischem Gefüge beobachten. Eine Lage dieser Orthogneise mit typischem Augengefüge ist entlang der Fartleiser Straße, wenige Meter SE der Kehre auf 1000 m Seehöhe, aufgeschlossen. Die Kalifeldspat-Porphyroklasten treten in eigenen Niveaus und in unterschiedlicher Anzahl auf, wobei sie eine Größe von bis zu 5 cm erreichen können.

2.8.6. - *Amphibolite (OJA)*

Die Amphibolite treten in bis zu Zehnermeter mächtigen *Boudins* im Bereich der St. Leonharder Hochwart (*Guardia Alta di San Leonardo*) auf. Sie sind in die gebänderten Paragneise (*OJP*) oder im Kontaktbereich zwischen den Paragneisen (*OJP*) und den Glimmerschiefern (*OJM*) eingeschaltet. Auf der linken Seite des Passeiertales sind sie selten vorhanden. Das Gestein besitzt eine dunkelgrüne Farbe und ein geschiefertes, zumeist mittelkörniges Gefüge. Dieses kann im Falle einer mylonitischen D_3 -Deformation auch feinkörnig sein. Örtlich kommt ein mineralogischer Lagenbau aus wechselnden Plagioklas-reichen und Amphi-

bol-reichen Bändern vor. Die Amphibolite bestehen aus Amphibol, Plagioklas, Quarz, mitunter Granat und Biotit, als Nebengemengteile treten Chlorit, opake Mineralien und Epidot auf. Amphibol liegt generell in hypidiomorphen Kristallen auf den Schieferungsflächen vor, tritt aber auch in 1-2 cm großen, intrafolialen Porphyroklasten auf.

2.9. - TEXEL-EINHEIT

Die Texel-Einheit tritt orographisch rechts der Passer auf. Im Süden ist sie durch die Thurnstein-Linie begrenzt, die etwas oberhalb von Gratsch (*Quarazze*) ausbeißt und die Texel-Einheit von der unterlagernden Pejo-Einheit trennt. Der Verlauf dieser Linie wird von den rezenten Etschablagerungen verdeckt, dürfte sich aber Richtung W im Vinschgau an der Grenze der beiden Einheiten fortsetzen. Richtung Osten endet die Texel-Einheit im unteren Passeiertal an der Passeiertal-Linie, während sie im N und NW durch die charakteristischen Gesteine des Schneeberger Zugesees begrenzt wird. Diese Grenze wird nicht nur durch Mylonitbänder unterstrichen, sondern ist darüber hinaus durch eine Wechselfolge von Amphibolschiefern, Marmoren, Kalkglimmerschiefern und Granat-Amphibol-führenden Glimmerschiefern und Quarziten mit teils sehr grober Körnung (linke Seite des Pfoßsentaies/*Val di Fosse*, oberhalb der Stettiner Hütte/*Rif. Petrarca all'Altissima* und, außerhalb des Blattbereiches, im hinteren Passeiertal) gekennzeichnet.

Eine Besonderheit der Texel-Einheit stellt das radiometrisch bestimmte, vorwiegend alpidische Alter dar. Dieses wird von den verschiedenen Autoren unterschiedlich interpretiert (vgl. Kap. IV und VI).

Die Texel-Einheit besteht vorwiegend aus Metapeliten und Metapsammiten (gebänderte Paragneise - **OTP**), silberfarbenen Glimmerschiefern (**OTM**), z.T. quarzreich (**OTM_a**), mit Einschaltungen von Amphiboliten (**OTF**), Quarziten (**OTQ**), Marmoren (**OTB**) und Kalkglimmerschiefern (**OTC**). In den Amphiboliten treten lokal Eklogitreste (**OTE**) auf. Im mittleren und südlichen Bereich der Einheit kommt ein großer Orthogneiskörper (Partschinser Orthogneis - **OTH**), der sich über mehrere Kilometer in WSW-NNE-Richtung erstreckt, vor. Im E und NE treten kleinere Granitgneislagen (**OTL**) auf.

2.9.1. - Gebänderte Paragneise (**OTP**)

Die gebänderten Paragneise stellen den verbreitetsten Gesteinstyp der Texel-Einheit dar. Sie bilden den Großteil des rechten Hanges des Passeiertales ab St. Martin bis nach Meran. Daneben treten sie auch im Spronsertal (*Val di Sopra-*

nes), im Kalmtal (*Val Clava*), im Pfelderertal (*Val di Plan*) sowie dessen rechten Seitentälern (*Lazinsertal/Lazins*, *Faltschnaltal/Canale*, *Faltmartal/Mara* und *Ulfastal/Ulfas*) auf. Am Nordhang des Vinschgaus bilden sie das Nebengestein des Partschiner Granitgneises und erstrecken sich bis zum Bergkamm zwischen dem Ziertal (*Valle di Parcines*) und dem Pfossetal (*Val di Fosse*).

Die Paragneise zeigen ein gebändertes Gefüge, das durch einen Wechsel von glimmerreichen (Biotit u./o. Hellglimmer) Quarz-Feldspat-Bändern mit glimmerarmen Lagen (Abb. 11) zustande kommt. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen reicht von wenigen mm bis zum Dezimeter. Die Korngröße reicht von mittel bis fein, nur örtlich sind einige mm-große, seltener bis zu 1-2 cm große Granat- und teilweise Biotit-Porphyroblasten zu beobachten (NW der Zielspitze/*cima di Tel* und im Lazinsertal/*Val di Lazins* W der Andelsalm/*Malga d'Andalo*). Die häufigsten Paragneise weisen gewöhnlich Biotit und seltener beide Glimmer auf. Zusätzlich zum Lagenbau treten mesoskopisch noch disharmonische Faltenstrukturen auf. Die Schieferung verläuft parallel zur Bänderung (vgl. Glimmerschiefer *OTM*) und wird von Biotit und Hellglimmer nachgezeichnet (S1-2).

Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer \pm Granat \pm Chlorit. Nebengemengteile sind Rutil, Ilmenit, Apatit, Zirkon, Turmalin



Abb. 11 - Typisch gebänderte Paragneise (OTM) mit disharmonischen D₂-Falten. Texel-Einheit, Nordhang des Pfelderertals (*Val di Plan*).

tritt in langprismatischen bis nadeligen Kristallen mit bis zu 2 cm Länge auf. Granat, Staurolith und Kyanit stellen mögliche charakteristische Kristalle dar, die jedoch mit freiem Auge schwer auszumachen sind. Eine Ausnahme bilden hier die Gebiete um die Mutseen (*Laghetti della Mutta*) und die Matatzspitze (*Punta di Matatz*) oberhalb der Ortschaft St. Martin in Passeier. Kyanit tritt nicht durchgehend auf; außer in den bereits genannten Bereichen konnte er nur in Gesteinsproben aus dem Spronsertal (*Valle di Sopranes*), dem Kalmtal (*Val Clava*), dem unteren Faltmartal (*Val Mara*) und dem mittleren Ulfastal (*Valle di Ulfas*) beobachtet werden, mit Vorliebe am Übergang zu den Glimmerschiefern.

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

Vielfach erkennt man eine Plagioklas-Metablastese in Form von weißen, mm-großen Augen, die im Gelände gut auszumachen sind.

Die Verbindung zwischen Blastese und Deformation stimmt mit jener in den Glimmerschiefern (*OTM*) überein. Die Granat-Porphyroklasten zeigen einen prä-D₂ Kern und einen randlichen Wuchs synkinematisch zur Schieferung S₂. Darauf folgen prä- bis syndeformativ (D₂) Kyanit und Staurolith. In einigen Gesteinsproben konnte ein statischer Staurolithwuchs postkinematisch zu D₂ beobachtet werden. Örtlich kommt eine neue post-D₂-Granatgeneration mit mm-großen Kristallen vor. An den Schieferungsflächen D₃ tritt hingegen eine Neubildung von Serizit und Chlorit, seltener von Biotit auf.

2.9.2. - Glimmerschiefer (*OTM*)

Die Glimmerschiefer stellen einen weiteren, stark verbreiteten Lithotyp der Texel-Einheit dar. Sie treten vorwiegend im Lazinsertal (*Val di Lazins*), im Faltmartal (*Val Mara*), im Kalmtal (*Val Clava*) und im Pfelderertal (*Val di Plan*) auf. Es handelt sich um mittelkörnige, silbergraue Gesteine („*micascisti argentei*“ von GREGNANIN & PICCIRILLO 1969a, b, 1972). In Richtung Wasserscheide zum Pfoßental (*Val di Fosse*) nehmen die Glimmerschiefer ein phyllitisches Erscheinungsbild an. Die Hauptschieferung entwickelte sich in der Regel im Zuge der Phase D₂, zeigt aber typischerweise in den Mikro-Scherlinsen (*microlithons*) kleine Scharniere von Mikrofalten D₁. Aufgrund der Deformation D₂, welche die vorherigen Strukturen stark überprägte und Richtung Achsenebene D₂ einregelte, zeigen die Glimmerschiefer im mittleren Maßstab keine disharmonischen Falten (im Gegensatz zu den gebänderten Paragneisen *OTP*).

Die silbergrauen Glimmerschiefer bestehen aus Quarz, Hellglimmer (Muskovit und untergeordnet Paragonit), Plagioklas und variabel Biotit. Charakteristische Mineralien sind Granat und Staurolith, untergeordnet Kyanit. Bis auf wenige Ausnahmen sind die charakteristischen Mineralien im Gelände kaum erkennbar.

Örtlich zeigen die silbergrauen Glimmerschiefer einen späten, statischen, Wuchs von mehreren Millimeter großen Na-Plagioklasaugen (*Ulfastal/Valle di Ulfas*, *Luimesalm/Malga Luimes* im *Kalmtal/Val Clava* sowie im Bereich der *Stettiner Hütte/Rifugio Petrarca all'Altissima*) mit charakteristischer Pseudomorphose nach Hellglimmerlamellen. Apatit, Zirkon, Turmalin, Rutil und Ilmenit treten als Nebengemengteile auf. Das Auftreten von Turmalinkristallen auf den Hauptschieferungsflächen S_2 , mitunter mit Granaten von unter 1 mm vergesellschaftet, stellt eine Besonderheit der Glimmerschiefer am Hang der Matatzspitze oberhalb von St. Martin in Passeier, wo sie mit den Paragneisen wechsellagern, dar.

Im Allgemeinen ist die amphibolitfazielle Paragenese 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, Biotit und Granat mit Einschlüssen von Quarz, Rutil, Biotit und Hellglimmer, die teilweise eine interne Schieferung in den Granaten nachzeichnen. Eine spätere Granatgeneration wächst synkinematisch zur Hauptschieferung S_2 und an den Kornrändern der älteren Granate. Auch in den Glimmerschiefern kommen vielfach kleine post- D_2 -Granate auf der Glimmer-Matrix oder in Aggregaten an den Kornrändern der älteren Granate vor.



Abb. 12 - Krenulation und Schieferung der Phase D_3 , welche die Schieferung der Phase D_2 reaktiviert. Glimmerschiefer der Matatzspitze, Texel-Einheit.

Kyanit tritt prä- bis synkinematisch zur Hauptschieferung S₂, Staurolith hingegen prä- bis postkinematisch zu S₂ auf.

Im Lazinsertal (*Valle di Lazins*), bei Ulfas und im Bereich der Matatzspitze, erkennt man eine Krenulationsschieferung S₃, die mit Zentimeter- bis Hundertermeter großen D₃-Falten vergesellschaftet ist (Abb. 12).

Die Glimmerschiefer gehen am linken Hang des unteren Kalmtales (*Val Clava*) scharf in die gebänderten Paragneise (*OTP*) unter Zwischenschaltung einer, kontinuierlichen Quarztlage über. In den Talschlüssen von Lazins (*Val di Lazins*), Faltmar (*Val Mara*) und Ulfastal (*Valle di Ulfas*) kann man hingegen einen allmählichen Übergang erkennen. Am linken Hang des Kalmtales gehen die Glimmerschiefer nach oben, bei rund 2000 m Seehöhe, in quarzreiche Glimmerschiefer (*OTM_a*) über, treten ab 2500 m wieder zutage und verlieren sich wieder etwa im Bereich der Kolbenspitze (*cima della Clava*, 2868 m).

Im oberen Pfossental (*Val di Fosse*) und am linken Hang des Pfelderertals (*Valle di Plan*) wechseln die Glimmerschiefer zwischen 2000 m und 2900 m mit Marmoren, Kalkglimmerschiefern, Quarziten und Amphiboliten.

2.9.2.1. - Quarzreiche Glimmerschiefer (*OTM_a*)

Diese Gesteine stellen eine quarzreiche Varietät der vorherigen dar. Der Quarzgehalt kann hierbei bis zu 40-50% betragen. Sie bilden am linken Hang des Kalmtales (*Val Clava*) ein bedeutendes, rund 500 m mächtiges Band zwischen 2000 m und 2500 m Seehöhe. Hierbei finden sich graduelle Übergänge zu den Glimmerschiefern (*OTM*), wie auch zu den Paragneisen der Matatzspitze (*Punta di Matatz*) und des Faltmar-Talschlusses (*Val Mara*). Es handelt sich um hellgraue, geschieferte, zumeist feinkörnige Gesteine mit zahlreichen Quarzlagen und -linsen von einigen Zentimetern bis zu einigen Dezimetern Mächtigkeit. Die Hauptschieferung (S₂) wird von Hellglimmer und Biotit nachgezeichnet. Biotit tritt im Vergleich zu den Glimmerschiefern (*OTM*) in geringerem Maße auf, zuweilen fehlt er gänzlich, vor allem in den Phyllosilikatlagen am Kontakt zu den Quarzlinen. Neben den Phyllosilikaten treten noch Plagioklas, Granat und Staurolith auf. Mit freiem Auge erkennbare Granat-Porphyroblasten von einigen mm Größe kommen im Bereich des Muth Spitz (*Punta di Motta*, Ulfastal/*Valle di Ulfas*) vor. In den untersuchten Gesteinsproben konnte kein Kyanitvorkommen festgestellt werden, obwohl die strukturellen Beobachtungen eine ähnliche Deformations- und Metamorphosegeschichte wie in den Glimmerschiefern (*OTM*) nahelegen. Das Fehlen von Kyanit sowie das Auftreten von Albit sind wahrscheinlich auf die Zusammensetzung des Protoliths zurückzuführen. Apatit, Zirkon, Rutil, Ilmenit und Chlorit treten als Nebengemengteile auf. Häufig beobachtet man post-S₂ entwickelten Turmalin in bis zu 4-5 cm großen, prismatischen bis nadelartigen Kristallen.

2.9.3. - Quarzite (OTQ)

Es handelt sich um feinkörnige Quarzite und glimmerreiche Quarzite von weißer bis grauer Farbe mit einem häufigen, rostbraunen Verwitterungsbelag. Das Gefüge reicht je nach Glimmergehalt (Hellglimmer, Biotit) von massig bis geschiefert. Die Hauptschieferung (S₂) ist sowohl durch Glimmer, falls vorhanden, als auch durch Einregelung der Quarzkristalle gekennzeichnet. Makroskopisch erkennt man Quarz, Hellglimmer, Biotit, Chlorit und Plagioklas, im Dünnschliff zusätzlich Apatit, Rutil, Ilmenit und sehr selten Granatkristalle von bis zu einigen mm Größe.

Die Quarzite treten in Form von Linsen mit einigen Metern Mächtigkeit sowie in kontinuierlichen Lagen mit einer Mächtigkeit von einigen Zehnermetern bis zu 100 m auf. Sie kommen im gesamten Gebiet vor, treten jedoch verstärkt am Kontakt zwischen Glimmerschiefern (OTM) und gebänderten Paragneisen (OTP) auf. Die wichtigsten Aufschlüsse liegen auf der linken Seite des Kalmtales (*Val Clava*), wo ein rund 100 Meter mächtiges Quarzitband auf einer Höhe von ca. 1700 m über mehr als 3 km verfolgt werden kann.

2.9.4. - Partschinser Orthogneis (OTH)

Es handelt sich um grobkörnige Biotitorthogneis, mit einem Augengefüge und bis zu 5 cm großen Kalifeldspat-Porphyrroklasten (Abb. 13). Hellglimmer tritt untergeordnet auf oder fehlt gänzlich. Der Partschinser Orthogneis bildet einen ausgedehnten Körper vom oberen Spronseral (*Val di Sopranes*; Tschigat/*Cigot*, 2998 m) bis zum Eingang des unteren Schnalstals (*Val Senales*), außerhalb des Westrandes des Kartenblattes.

Die Grenzen dieses granitoiden Gneiskörpers verlaufen im großen Maßstab stets konkordant zur Schieferung S₂ der umgebenden Paragneise, wenn auch lokal diskordante Lagerungsverhältnisse durchaus vorkommen (siehe nächstes Kapitel). Vielfach zeigt die Foliation des Gneises in dessen Randbereichen einen ausgeprägt mylonitischen Charakter. Dies kann besonders im Bereich der Saxneralm (*Malga Saxner*), im Gebiet von Vellau (*Velloi*) und an mehreren Stellen am Rücken zwischen dem Hochgangschartl (*Il Valico*) und der Mutspitze (*Monte Mutta*, 2294 m), im Bereich von Kienegg, im Graben unterhalb der Taufenscharte (*Giogo di Quaira*), im Bereich der Nassereith-Hütte (*Rif. Nassereto*) und am Weg zur Lodnerhütte (*Rif. C. Fiammante*) im Hangenden des Orthogneises, beobachtet werden. In den Grenzbereichen finden sich auch immer wieder Paragneisstreifen (*septa*) in den Orthogneis eingeschaltet. Diese Paragneislagen weisen mitunter einen dunkleren Rand mit reichlich Biotit auf, was auf eine Wechselwirkung zwischen Magma und Nebengestein zurückzuführen ist; in anderen Fällen sind die



Abb. 13 - Mylonitlagen im Partschinser Orthogneis (OTH), die späten Scherphasen zugeordnet werden (Nassereith-Hütte/Rif. Nassereto). Textel-Einheit.

Wechselagerungen zwischen Paragneis und Orthogneis das Ergebnis einer Verformung des Kontaktes im Zuge der stärker ausgeprägten Deformationsphasen, speziell D₂.

Im Dünnschliff erkennt man folgende Mineralien, aufgelistet in abnehmender Häufigkeit: Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat, Biotit, Hellglimmer, Chlorit. Als Nebengemengteile treten Apatit, Titanit, Rutil, Ilmenit auf. Die Kalifeldspat-Porphyrroklasten zeigen eine Mikroklin-Verzwilligung, die ältere Karlsbader Zwillinge nachzeichnen. Perthite treten selten auf. An den Kornrändern wird der Feldspat häufig durch Aggregate von Quarz, Plagioklas und Hellglimmer ersetzt. In den Faltscharnieren D₃ wird Biotit teilweise durch Chlorit ersetzt.

2.9.4.1. - Migmatitgneise (OTH_a)

Es handelt sich um Arterite, Agmatite und Migmatitgneise, die durch das Eindringen von Magmaresten der Partschinser Intrusion ins Nebengestein entstanden. Diese Gesteine zeigen ein Paläosom aus gebänderten Paragneisen (OTP) und ein mehr oder weniger stark vertenes Neosom aus Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat. Letzteres erinnert bei einer feinen bis mittleren Korngröße an einen Aplit bzw. Granit (Abb. 14).



Abb. 14 - Injektionsmigmatite am Rand des Partschinser Orthogneises. Textel-Einheit.

Die Leukosome sind mitunter deutlich diskordant zum mineralogischen Lagenbau der Paragneise ausgerichtet und verlaufen nur selten konkordant dazu. Die Grenzen zwischen Leukosom und umgebenden Paragneisen sind teils deutlich ausgebildet, teils beobachtet man einen graduellen Übergang, sowohl in Querrichtung, als auch entlang der Bankung (Paragneise mit Feldspatisierung). In Bereich des Greiterhofs (*Maso Greiter*) oberhalb von Partschins (*Parcines*, Abb. 15) weisen die Migmatite Melanosome, granitoide Absonderungen und örtlich Granate von mehreren Millimeter Größe auf.

Die Migmatite von Partschins-Tschigat (*Parcines-Cigot*) wurden von GREGNANIN & SASSI (1969) als Injektionsmigmatite interpretiert. Ihre Herkunft ist der Partschinser Intrusion mit einem kaledonischen Alter (~450 Ma) nach ZANTEDESCHI (1991) zuzuschreiben. Die ursprünglichen Verhältnisse zwischen Leukosom und Nebengestein wurden im Zuge der verschiedenen Deformations- und Metamorphoseereignisse nach der Platznahme des Plutons stark verändert.

Die Migmatite treten im Partschinser Ziertal (*Valle di Parcines*) oberhalb von Rammwald (*Maso Ronco*) sowie längs des Meraner Höhenweges (*Altavia di Merano*) orographisch rechts und südlich der Nassereith-Hütte (*Rif. Nassereto*) auf. Weitere Lagen sind knapp nördlich davon, immer entlang des Höhenwegs und auf der linken Seite, sowie im Bereich der Tablander Lacken (*Lagheti di Tablà*) und etwas oberhalb vom Steinerhof (*Il Sasso*) aufgeschlossen. Schließlich seien noch



Abb. 15 - Granat-führende Migmatite mit erhaltenen, älteren Metatexit-Strukturen, Greiterhof (Maso Greiter) nördlich von Partschins (Parcines). Texel-Einheit.

die kleineren Lagen am linken Hang des Schindeltals (*Valle delle Scandole*) sowie direkt im Westen von Giggelberg (*Maso Montecuccolo*) erwähnt. Die bemerkenswertesten Aufschlüsse treten an den Gletscherschliffen bei den Spronserseen (SPALLA, 1990) zutage.

2.9.5. - Granitoide Orthogneise (OTL)

Diese Einheit umfasst sämtliche Einschaltungen von granitoiden Orthogneisen, die nicht direkt mit dem Partschinser Orthogneis (*OTH*) in Verbindung stehen. Es handelt sich um mittelkörnige, graue oder weiße Orthogneise mit überwiegend Biotit und generell gleichkörnigem Gefüge. Die Hauptschieferung wird von Biotit und Amphibol (sofern vorhanden) nachgezeichnet. Die Orthogneiskörper von *Colganda* (St. Martin/*San Martino*) und der Speick Spitze (*Monte Spico*) zeigen ein Augengefüge mit 1-2 cm großen Kalifeldspat-Porphyroklasten. Einige, z.T. durch Plagioklas ersetzte Relikte wurden am Sattelspitz (*Monte Sella*) und der Speick Spitze (*Monte Spico*) vorgefunden.

Makroskopisch unterscheidet man Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Quarz,

Amphibol (Sattelspitz/*Monte Sella* und Faglsalm/*Malga di Fagls*) sowie örtlich Granat (Sattelspitz, im W von Saltaus/*Saltusio*). Amphibol tritt an den Korngrenzen zwischen Granat und Biotit in länglichen, meist mm-großen Prismen auf. Hellglimmer kommt nur untergeordnet und am Kontakt zu den Paragneisen (*OTP*) vor. Im Dünnschliff erkennt man zudem Chlorit, Rutil und Apatit als Nebengengteile.

2.9.5.1. - Leukokrate Muskovit-Orthogneise (**OTL_a**)

Es handelt sich um granitoide Orthogneise mit einer deutlich helleren Färbung im Vergleich zu den vorigen. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Hellglimmer, untergeordnet Biotit und Chlorit. Im mittel- und gleichkörnigen Gefüge treten selten 1-2 cm große Feldspat-Augen auf (Linsen unterhalb Luimes/*Maso Luimes*). Die leukokraten Orthogneise sind im Spronsertal (*Val Sopranes*), NE der Mutspitze (*Monte Mutta*) und am SW-Hang der Hochwart (*Punta Alta*) aufgeschlossen. Kleine Aufschlüsse finden sich außerdem im Kalmthal (*Val Clava*) im Bereich NW des Faglsee (*Lago Fagls*).

2.9.6. - Amphibolite (**OTF**)

Es handelt sich um dunkelgrüne Gesteine, die sehr reich sind an Amphibol. Mitunter zeigen sie einen deutlichen Lagenbau durch einen Wechsel von hellen (Plagioklas) und dunklen (Amphibol) Niveaus. Die Gesteine weisen eine mittlere Korngröße auf; ausgenommen sind seltene Biotit-Aggregaten im Zentimeterbereich.

Die Amphibolite treten fast überall innerhalb der gebänderten Paragneise (*OTP*) und der Glimmerschiefer (*OTM*) in Form von 20-30 Meter mächtigen Lagen oder Zentimeter bis Dezimeter mächtigen *Boudins* auf. In einigen Gebieten kommen sie jedoch vermehrt vor, wie z.B. am Bergkamm zwischen dem Farmazontal (Val Mezzana) und dem Ulfastal (*Valle di Ulfas*), oder am Hang der Matatzspitze (*Punta Mataz*) oberhalb von St. Martin in Passeier. Im Bereich der Glimmerschiefer sind die Amphibolite vielfach mit Marmoren und Quarziten vergesellschaftet.

Die Hauptschieferung wird durch die Einregelung von prismatischen Amphibolkristallen nachgezeichnet und verläuft durchwegs parallel zum mineralogischen Lagenbau. Im Dünnschliff kann man stets zwei Generationen von Amphibol unterscheiden, wobei die erste (prä-S₂) größere Kristalle als die zweite (syn-S₂, Abb. 16) aufweist. Daneben treten noch Plagioklas, Quarz, Epidot, Rutil, Titanit, Ilmenit auf, während Biotit und Granat selten vorkommen.



Abb. 16 - Amphibolite mit statischem Wuchs von Zentimeter-großem Amphibol. Textel-Einheit. Faltmortal (Val Mara) im hinteren Passeiertal.

Mitunter finden sich einige Lagen von Amphibolgneisen, die aus Amphibol, Plagioklas, Quarz, Biotit und selten Granat bestehen. Diese sind geschiefert, mittel- bis feinkörnig ausgebildet und führen seltene, mehrere Millimeter große Porphyroblasten von Granat u./o. Amphibol. Die Hauptschieferung wird durch die Einregelung von Biotit und Amphibol unterstrichen. Rutil, Titanit, Chlorit und Hellglimmer treten als Nebengemengteile auf. In diesen Lagen tritt Granat präkinematisch zur Hauptschieferung auf, während die Beziehung zu den Relikten einer Schieferung S_1 , die von Amphibol erster Generation gebildet wird, nicht deutlich hervorgeht. Titanit wächst nach Rutil, Chlorit kristallisiert oftmals an den Kornrändern von Biotit und Granat.

Weitere Amphibolite können aufgrund des hohen Biotitgehalts unterschieden werden. In den strukturellen Eigenschaften im Gefüge entsprechen sie den gewöhnlichen Amphiboliten, ihre Schieferung wird jedoch neben Amphibol auch von Biotit nachgezeichnet.

Örtlich (Untertal/*Valle Inferiore*, Kalmtal/*Val Clava*, Farmazontal/*Val Mezzana*, Saltauser Tal /*Val di Saltusio*) treten karbonatführende Amphibolite mit typischen Lösungserscheinungen auf. Die Karbonate treten sowohl im Gestein verteilt als auch in Millimeter-dünnen Lagen auf. Im Dünnschliff wurden Amphibol, Plagioklas, Quarz, Titanit, Kalzit, Epidot und Chlorit, seltener Granat und Biotit beobachtet.

2.9.6.1. - Granat-führende Amphibolite (**OTF_a**)

Amphibolitlagen und *-boudins* mit hypidiomorphen Granatkristallen von wenigen Millimetern bis zu zwei Zentimetern finden sich verbreitet im Grundgebirge der Texel-Einheit. 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. Typisch und recht häufig sind Coronae von Plagioklas und Granat an den *Boudin*-Rändern, deren Ursprung wahrscheinlich auf metasomatische Prozesse oder eine post-eklogitische Druckverminderung zurückgeht.

Die Granat-führenden Amphibolite treten vor allem oberhalb von St. Martin in Passeier in bis zu 50-60 Meter mächtigen Lagen, auf. Vorkommen gibt es im Ulfastal (*Valle di Ulfas*), im Bereich der Kolbenspitze (*cima della Clava*), im oberen Pfelderertal (*Val di Plan*), am Nordhang des Grafspitz (*Cima della Grava*), an den Wänden der Hohen Weiße (*Cima Bianca Grande*) und der Kleinen Weiße (*Cima Bianca Piccola*).

2.9.7. - Granat-führende Amphibolite mit Eklogitresten (**OTE**)

Petrologisch gesehen stellt dieser Gesteinstyp eine Besonderheit dar. Es handelt sich um Gesteine mit Resten einer eklogitfaziellen Mineralparagenese aus Granat und Na-Klinopyroxen, die mit Hellglimmer (Phengit), Zoisit, Titanit, Amphibol vergesellschaftet sind. Sie treten in Meter mächtigen Lagen und *Boudins* innerhalb der Amphibolite auf. Sie weisen vielfach eine gebänderte Struktur auf, die durch eine Wechsellagerung von Klinopyroxen-reichen Niveaus mit Granat-Amphibol-Lagen gekennzeichnet ist (Abb. 17).

Das Auftreten von Eklogitresten in den Metabasiten der Texel-Einheit wurde bereits von HOINKES *et alii* (1991) und POLI (1991) beschrieben. Im Blattbereich wurden diese Eklogite in der Vergangenheit am Osthang des Sattelspitz (*Monte Sella*) oberhalb von Saltaus (*Saltusio*) (HOINKES *et alii*, 1991) sowie am Hang der Matatzspitze oberhalb St. Martin in Passeier (*S. Martino in Passiria*) (SÖLVA *et alii*, 2001) ausgewiesen. Im Zuge der Kartierungen zur neuen geologischen Karte wurden weitere Eklogitreste – immer in den Granat-führenden Amphiboliten (**OTF_a**) – im Ulfastal (*Valle di Ulfas*) rund 700 m östlich der Oberen Ulfasalm (*Malga Ulfas di Sopra*), am Westhang der Matatzspitze (*Punta Mataz*) auf ca. 1800 m sowie am Ausgang des Kalmtales (*Val Clava*) bei der Brücke der Staatstraße über den Kalmbach, gefunden.

Radiometrische Sm/Nd-Datierungen an Granat (HABLER *et alii* 2006) sowie U/Pb-Datierungen an Zirkon (Gesteinsproben zum gegenständlichen Projekt) er-



Abb. 17 - Eklogitboudin mit mineralogischer Wechsellagerung von Granat-reichen Lagen (rot) und Klinopyroxen-Omphazit-Lagen (hellgrün); letztere sind teils durch Symplektite von Diopsid, Amphibol und Plagioklas ersetzt. Texel-Einheit. Ulfas Tal (Valle di Ulfas).

gaben ein eoalpidisches Alter (85 ± 4 Ma).

Mikroskopisch bewirkt das Vorkommen von Eklogitresten eine gröbere Gesteinskörnung und eine hellgrüne Färbung. Die grünliche Farbe stammt hierbei vom Na-Klinopyroxen bzw. den Symplektiten von Diopsid + Plagioklas \pm Amphibol, die ersteren ersetzen. Granat tritt in Zentimeter-großen, hypidiomorphen Kristallen auf.

Der Mineralbestand ist vielschichtig zusammengesetzt. Es treten Na-Klinopyroxen, Amphibol, Zoisit/Klinozoisit, Epidot, Granat, Plagioklas, Hellglimmer, Titanit und Quarz auf. In den Ulfaser Eklogiten kommt daneben auch Kalzit vor, während Quarz in Form von Einschlüssen im Titanit und seltener in den Granatkernen auftritt. Gewöhnlich sind als Nebengemengteile noch Rutil, Ilmenit, Chlorit, Apatit, Zirkon, Biotit und Paragonit (Saltaus/*Saltusio*) vorhanden.

Die am besten erhaltenen Eklogite finden sich bei Saltaus (*Saltusio*) und bei Ulfas. Erstere treten in Lagen von einigen Dezimeter Mächtigkeit innerhalb der Granat-führenden Amphibolitlinsen auf, die ihrerseits eine Wechselfolge aus Amphiboliten, Paragneisen (*OTP*) und leukokraten Orthogneisen (*OTL_a*) bilden. Diese Eklogite sind mittelkörnig ausgebildet mit 1-1,5 Zentimeter großen, hypidiomorphen Granat-Porphyroblasten. Die Ulfaser Eklogite bilden Meter mäch-

tige *Boudins* innerhalb einer Granat-führenden Amphibolitlage (*OTF_b*), die in einer Serie von Glimmerschiefern (*OTM*) und Paragneisen (*OTP*) auftritt. Diese Eklogite zeigen einen mineralogischen Lagenbau mit wechselnden Amphibol-Granat-Lagen und Niveaus aus Klinopyroxen, Zoisit/Klinozoisit und Plagioklas. Sie zeigen eine mittlere Korngröße mit Zentimeter großen Granat- und Amphibol-Porphroblasten. Auch in diesem Fall sind die Übergänge zu den Amphiboliten graduell ausgebildet und durch eine allmähliche Reduzierung der Korngröße sowie dem Verschwinden von Na-Klinopyroxen und den entsprechenden Symplektiten gekennzeichnet.

Die *Boudins* liegen innerhalb der Hauptschieferung *S₂* und belegen eine entsprechend ältere Entwicklung der eklogitfaziellen Paragenesen.

2.9.8. - Kalksilikatmarmore (**OTB**)

Es handelt sich um fein- bis mittelkörnige, mitunter zuckerkörnige, kalkige Gesteine von milchigweißer bis gelblicher Farbe. Am Westhang der Hohen Weiße (*Cima Bianca Grande*) treten Zentimeter mächtige Lagen von schwarzen, sehr feinkörnigen Marmoren auf. Der Mineralbestand umfasst Kalzit, Hellglimmer, Zoisit/Klinozoisit, Amphibol (Tremolit) und Quarz. Als Nebengemengteile treten örtlich Sulfide, Apatit, Graphit, Fe-Oxide und Chlorit auf. Einige dünne Dolomitlagen (bis zu max. einige Dezimeter Mächtigkeit) kommen im Lazinsertal (*Val di Lazins*) auf einer Höhe von 2800 m, am Bergkamm NE des Lodner (*Cima Fiammante*), vor. Vielfach treten Lagen mit einem höheren Gehalt an Silikaten auf. Hierbei überwiegen Hellglimmer, Zoisit/Klinozoisit und Tremolit (im oberen Pässeiertal, W der Ruine Finanzdiensthütte und entlang des Weges von der Lazinser Alm (*Malga di Lazins*) zur Stettiner Hütte (*Rif. Petrarca all'Altissima*, 2300 m).

Die Marmore sind in der Regel massig ausgebildet, eine Art Schieferung erkennt man nur in den Silikat-reicheren Partien oder im Falle eines unterschiedlichen Farbtons der einzelnen Marmorlagen. In den unreinen Marmoren wird die Hauptschieferung *S₂* von Hellglimmer, Klinozoisit und Amphibol nachgezeichnet. Die Wechsel von rein karbonatischen Lagen mit Silikat-führenden Niveaus erfolgen gewöhnlich entlang der Schieferung *S₂*. Selten treten in den Faltscharnieren *D₂* Relikte eines älteren Lagenbaus diskordant zur Hauptschieferung auf. Die Marmorlage am Weg zum Eisjöchl (*Passo Gelato*) im Pfosental (*Val di Fosse*), auf einer Höhe von 2600 m, zeigt dünne, Graphit-reiche Einschaltungen am Kontakt zu den umgebenden Glimmerschiefern.

Die Marmore bauen fast zur Gänze die beiden Gipfel der Hohen Weiße (*Cima Bianca Grande*) und der Kleinen Weiße (*Cima Bianca Piccola*) auf. Marmorlagen von variabler Mächtigkeit (einige Meter bis zu einigen Zehnermetern) treten am Grafspitz (*Cima della Grava*), am Schnalsberg (*Monte Senales*), am Fels-

kamm NW des Schrottner (*Croda Rotta*), knapp N des Eisjöchls (*Passo Gelato*) sowie am Steilhang unterhalb des Gurgler Eisjochs (*Bocchetta Gelata Est*), auf. Östlich des Eisjöchls treten die Marmore in drei Hauptlagen mit einer Mächtigkeit von wenigen Zehnermetern bis über 80 Meter auf. Diese Lagen erstrecken sich in SSW-NNE-Richtung über den ganzen linken Hang des Pfelderertales (*Val di Plan*) bis nach Moos i.P. (*Moso*). Die Marmorlagen bei der Stettiner Hütte (*Rif. Petrarca all'Altissima*) zeigen ein mylonitisches Gefüge mit ausgeprägter Kornverkleinerung und einer Einregelung von Kalzit durch synkinematische Rekristallisation.

2.9.9. - 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. Der Lagenbau folgt dabei der Schieferung. Im Gelände sind Kalzit, Hellglimmer, Chlorit, Quarz, Zoisit, Plagioklas und Amphibol auszumachen. In den Kalkglimmerschiefern, die in die Marmore und in die Glimmerschiefer am Schrottner (*Croda Rotta*, auf einer Höhe von ca. 2550 m) eingeschaltet sind, wurden Zentimeter große Zoisitkristalle beobachtet. Die typische Bänderung der Kalkglimmerschiefer erlaubt eine gute Rekonstruktion der verschiedenen Deformationsphasen im mittleren Maßstab, insbesondere der Interferenz der unterschiedlichen Faltenstrukturen.

Die Kalkglimmerschiefer treten in erster Linie am N- und W-Hang des Grafspitz (*Cima della Grava*), an der Felswand zwischen Schnalsberg (*Monte Senales*) und Grafspitz auf. Daneben finden sich Dezimeter mächtige Linsen und Lagen in den Glimmerschiefern, Amphiboliten und Quarziten im Bereich Grubalm (*Malga alle Fosse*) und Kesselboden (*Pian di Catino*). Weitere kleinere Linsen treten am Weg von Pfelders (*Plan*) zur Stettiner Hütte (*Rif. Petrarca all'Altissima*), zwischen 2350 m und 2450 m, auf. Kalkglimmerschiefer sind außerdem durchgehend von der Ruine Finanzdiensthütte, unter der Stettiner Hütte auf ca. 2500 m, in Richtung NNE, bis in den Pfelderer Talboden (*Val di Plan*) und östlich des Grafferners (*Vedretta della Grava*) aufgeschlossen. In diesen Bereichen liegen die Kalkglimmerschiefer am Kontakt zwischen Marmoren und Glimmerschiefern. Hier beobachtet man zumeist die Abfolge Glimmerschiefer - mehr oder wenig Granat-führende Amphibolite - Kalkglimmerschiefer - Marmore. In den Wechselfolgen Kalkglimmerschiefer-Glimmerschiefer des Grafspitz (*Cima della Grava*) treten Meter mächtige Gesteinslinsen mit Diopsid, Granat, Plagioklas und Titanit, zuweilen pegmatitisch und mit idiomorphen, 3-4 Zentimeter großen Titanitkristallen, auf.

2.10. - SCHNEEBERGER ZUG

Der Schneeberger Zug wird historisch in einen zentralen Abschnitt und ein Randgebiet unterteilt. Der zentrale Abschnitt besteht aus überwiegend Glimmerschiefern mit phyllitischem Erscheinungsbild, fast durchwegs Granat-führend und mit serizitischer Matrix, bleigrau bis silberfarben (im Blatt 013 „Meran“ nicht aufgeschlossen). Das heterogene Randgebiet besteht aus einer Wechselfolge von Meter bis Zehnermeter mächtigen Lagen von Granat-führenden Glimmerschiefern, Amphiboliten, Quarziten, Marmoren und Kalkglimmerschiefern. Die Mächtigkeit dieses Randstreifens schwankt von wenigen Zehnermetern bis zu einigen Hundertermetern.

Die Besonderheit dieser Einheit im Vergleich zum restlichen Ostalpin ist, in den Randbereichen, eine außergewöhnliche Korngröße (mehrere Zentimeter) von Granat und Amphibol sowie oftmals eine hohe Kristallinität des Biotit.

Richtung Süden grenzt der Schneeberger Zug 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- und Glimmerschieferlagen mit mylonitischem Gefüge unterstrichen. Örtlich (Hohe Wilde/*Cima dell'Altissima*, 3482 m, Schulter bei ca. 3200 m) treten nahe der Staatsgrenze kataklastische Scherzonen auf, die eine Abschiebung des Hangenden (Schneeberger Zug) in Richtung NW zeigen. Diese kataklastischen Scherzonen überprägen eine schlecht erhaltene, mylonitische Schieferung.

Im Norden, außerhalb des Blattbereiches, wird der Schneeberger Zug von den Paragneisen des Stubai-Ötztal-Komplexes durch eine tektonische Linie (Schneeberg-Linie) getrennt.

Im Blattbereich ist der Schneeberger Zug nur in der NW-Ecke, im oberen Pfossental (*Val di Fosse*), und am Bergkamm zwischen der Hohen Wilde (*Cima dell'Altissima*) und dem Hinteren Seelenkogel (*Cima delle Anime*) aufgeschlossen. Es handelt sich um einen Bereich mit Wechsellagerungen aus phyllitischen Granat-führenden Glimmerschiefern (*OSF*) mit Einschaltungen von Quarziten (*OSQ*), Amphiboliten (*OSA*), Granat-führenden Amphiboliten (*OSA_a*), Marmoren (*OSB*) und Kalkglimmerschiefern (*OSC*).

2.10.1. - Granat-führende Glimmerschiefer (*OSF*)

Es handelt sich um phyllitische bis grobkörnigere Glimmerschiefer, letztere mit großen Granat-, Amphibol- und Biotitkristallen. Örtlich gehen diese Lithotypen graduell in Quarzitschiefer über. Diese Gesteine weisen eine silbergraue bis dunkelgraue Farbe auf (Abb. 18). Im Gelände erkennt man Granat, Amphibol,



Abb. 18 - Glimmerschiefer mit großen Granaten und Quarzlagen. Schneeberger Zug, Pfossetal (Val di Fosse).

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

Das Gestein zeigt generell ein ausgeprägt geschiefertes Gefüge im Millimeterbereich, das von reichlich Hellglimmer und Biotit nachgezeichnet wird. Örtlich (entlang des Pfossetales/Val di Fosse, auf einer Höhe zwischen ca. 2300 m und 2500 m) wird das Auftreten einer Minerallineation durch die Einregelung von Zentimeter-großen Porphyroblasten von dunkelgrünem Amphibol und Biotit beobachtet. Seltener treten auch Quarzzeilen parallel zu den Krenulationachsen (bei 2530 m auf der rechten Seite des Pfossetales) auf. Granat kommt in idiomorphen, rhombododekaedrischen, bis zu 2,5 Zentimeter großen Kristallen innerhalb der Glimmerlagen vor. Granat tritt nahezu durchwegs auf und kann bis zu 7-8 % des Gesteinsvolumens darstellen. Örtlich treten neben den beschriebenen Porphyroblasten auch 1-2 Zentimeter große, ellipsenförmige Granatagglomerate aus zahlreichen mm-großen oder kleineren Individuen auf. Die prismatischen Amphibol-Porphyroblasten erreichen in einigen Fällen eine Größe von 7-8 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 die von den Autoren erwähnte Pseudomorphose von Biotit nach Amphibol beobachten. 1-2 cm große Biotit-Porphyroblasten kommen recht häufig vor und bilden gemeinsam mit Amphibol die genannte Minerallineation. Hellglimmer tritt in Millimeter-großen Kristallen und in der Serizitmatrix auf. Hierbei wird ein bedeutender Gehalt an Paragonit erreicht.

Granat-Amphibol-führende Glimmerschiefer treten vorwiegend auf der rechten Seite des Pfossentals (*Val di Fosse*) auf, insbesondere im Bereich Kesselboden (*Pian di Catino*), Grubalm (*Malga alle Fosse*) und am Weg zum Eisjöchel (*Passo Gelato*) zwischen ca. 2300 m und 2600 m. Auf der linken Talseite sind sie im Kar Schwarze Wand-Schrottner (*Croda Nera-Croda Rotta*) zwischen 2300 m und 2700 m aufgeschlossen. Im Bereich des Gurgler Eisjochs (*Bocchetta Gelata Est*), kommt eine Gesteinsfazies ohne Granat vor, die mitunter in Zweiglimmergneise übergeht.

2.10.2. - *Quarzite (OSQ)*

Die Quarzite sind weiß bis grau gefärbt mit roten Striemen durch die Verwitterung von opaken Mineralien. Es handelt sich um mittel- bis feinkörnige, je nach dem Glimmeranteil (mitunter in sehr dünnen Lagen unter 1 mm) mehr oder weniger geschieferte Gesteine. Bei einem höheren Glimmergehalt gehen sie in Quarzitschiefer über. Neben Quarz treten untergeordnet Hellglimmer, Chlorit, selten Granat-Porphyroblasten auf. Als Nebengemengteile kommen Biotit, Apatit und opake Mineralien vor. In den Quarzitlagen am Kamm der Hohen Wilde (*Altissima*), auf einer Höhe zwischen 3300 m und 3370 m, wurden Millimeter bis Zentimeter große, vielfach durch Chlorit ersetzte Granat-Porphyroblasten angetroffen. Der Granatgehalt beträgt allerdings nie mehr als 1% des Gesteins. Die Quarzite sind in zahlreichen, Meter mächtigen Lagen am SW- und E-Hang der Hohen Wilde aufgeschlossen.

2.10.3. - *Amphibolite (OSA)*

Es handelt sich um Amphibol-reiche, mittelkörnige und planar geschieferte Gesteine von dunkelgrüner Farbe. Sie zeigen selten eine gebänderte Struktur durch wechselnde Amphibollagen und Quarz-Feldspat-Amphibol-Lagen. Granat- und Biotit-Porphyroblasten treten nur vereinzelt auf. Die Amphibolite

sind in einem mehrere Hundertermeter großen Körper im Bereich Kesselboden (*Pian di Catino*), im NW der Grubalm (*Alle Fosse*) sowie in einigen untergeordneten, Meter mächtigen Lagen nördlich der vorigen aufgeschlossen. Sie zeigen ein geschiefertes Gefüge mit einer von Amphibol unterstrichenen, teilweise von Lagenbau begleiteten Hauptschieferung S₂. Im Dünnschliff erkennt man Amphibol, Plagioklas, Epidot, Quarz, Titanit und Biotit. Granat, Hellglimmer und Rutil treten als Nebengengenteile auf. Die seltenen Granat-Porphyroblasten sind stets präkinematisch zur Hauptschieferung und weisen Einschlüsse von Amphibol, Quarz, Rutil, Biotit, Plagioklas und selten Epidot auf.

2.10.3.1. - 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. Die Mächtigkeit der Bänder reicht von wenigen Millimetern bis zu einigen Dezimetern. Die bereits im Gelände erkennbaren Hauptmineralien sind Amphibol, Granat, Plagioklas, Biotit, Zoisit/Klinozoisit. Daneben treten noch Kalzit, Epidot, Quarz, Rutil, Titanit und opake Mineralien als Nebengengenteile auf. In den Amphibollagen findet sich eine ausgeprägte Einregelung des Amphibols (entlang des Pfossentalweges auf ca. 2400 m). Granat tritt in idiomorphen, oftmals rhombododekaedrischen Porphyroblasten von bis zu 2 cm Größe auf. Mitunter erkennt man in den Granaten bereits im Gelände eine interne Foliation. Ebenfalls häufig kommen 1-2 cm große Biotit-Porphyroblasten vor, die eine Minerallineation ausbilden und teilweise pseudomorph nach Amphibol wachsen. In den *Boudins* von Granat-führenden Amphiboliten entlang des Pfossentalweges treten auf einer Höhe zwischen 2350 m und 2500 m mm-dünne Lagen aus Kalzit und Amphibol auf. Am Kontakt zu den umgebenden Glimmerschiefern (*OSF*) werden oft Gneisgesteine oder Metabasite mit gelängten Amphibolprismen in Form von Garben auf den Schieferungsflächen (Garbenschiefer) beobachtet. Weitere Aufschlüsse von Granat-führenden Amphiboliten treten im Bereich Kesselboden (*Pian di Catino*) auf einer Höhe von 2600 m auf; eine Zehnermeter mächtige Lage liegt am Grat zwischen der Hohen Wilde (*Altissima*) und deren Nordgipfel sowie daran anschließend am Kamm NE des Kesselbodens (*Pian di Catino*).

2.10.4. - Kalksilikatmarmore (**OSB**)

Es handelt sich um mittelkörnige (zuckerkörnig) Kalzitmarmore von milchig-



Abb. 19 - Kalksilikatmarmore (OSB). Man erkennt die weißen bis beigefarbenen Karbonatlagen, die mit grauen, Amphibol-Epidot-führenden Quarz-Silikatlagen wechseln. Schneeberger Zug, Pfossental (Val di Fosse).

weißer bis gelblicher Farbe und massigem bis mylonitischem Gefüge. Häufig (am Kamm NW des Schrottner/*Croda Rotta*) weisen sie mm-dünne Silikatlagen mit makroskopisch erkennbarem Helglimmer, Chlorit, Zoisit/Klinozoisit, Tremolit (Abb. 19) auf.

Die Marmore sind in der Regel massig ausgebildet, eine Art Schieferung erkennt man nur in den Silikat-reicheren Partien oder im Falle eines unterschiedlichen Farbtons der einzelnen Marmorlagen. Einige Hundertermeter NW der Stettiner Hütte (*Rif. Petrarca all'Altissima*) sind auf einer Höhe von 2900 m einige Marmorbänder mit mylonitischem Gefüge und einer ausgeprägten Kornverkleinerung aufgeschlossen. In der Marmorlage, die im Pfossental entlang des Weges zum Eisjöchl (*Passo Gelato*) auftritt, sind Graphitlagen zu erkennen. Diese treten verstärkt am Kontakt zu den umgebenden Glimmerschiefern auf und unterstreichen hier schöne Faltenstrukturen mit vertikaler Achse.

Marmorlagen von wenigen Metern bis mehreren Zehnermetern Mächtigkeit treten verbreitet am Bergkamm von der Hohen Wilde (*Cima dell'Altissima*) zum Hinteren Seelenkogel (*Cima delle Anime*), am SE-Hang des Gurgler Eisjochs (*Bocchetta Gelata Est*) (Pfossental/*Val di Fosse*) und im Kar Schwarze Wand-Schrottner (*Croda Nera - Croda Rotta*) am Westrand des Kartenblattes auf.

2.10.5. - Kalkglimmerschiefer (OSC)

Die Kalkglimmerschiefer treten in Meter mächtigen Lagen und Linsen von hellbrauner bis weißlicher Farbe auf. Sie sind mit Marmoren (*OSB*) vergesellschaftet oder den Glimmerschiefern (*OSM*) und Granat-führenden Amphiboliten (*OSA*) zwischengeschaltet. Die karbonatische Komponente wird ausschließlich von Kalzit gebildet, während Hellglimmer, Chlorit, Quarz, Plagioklas, Titanit,

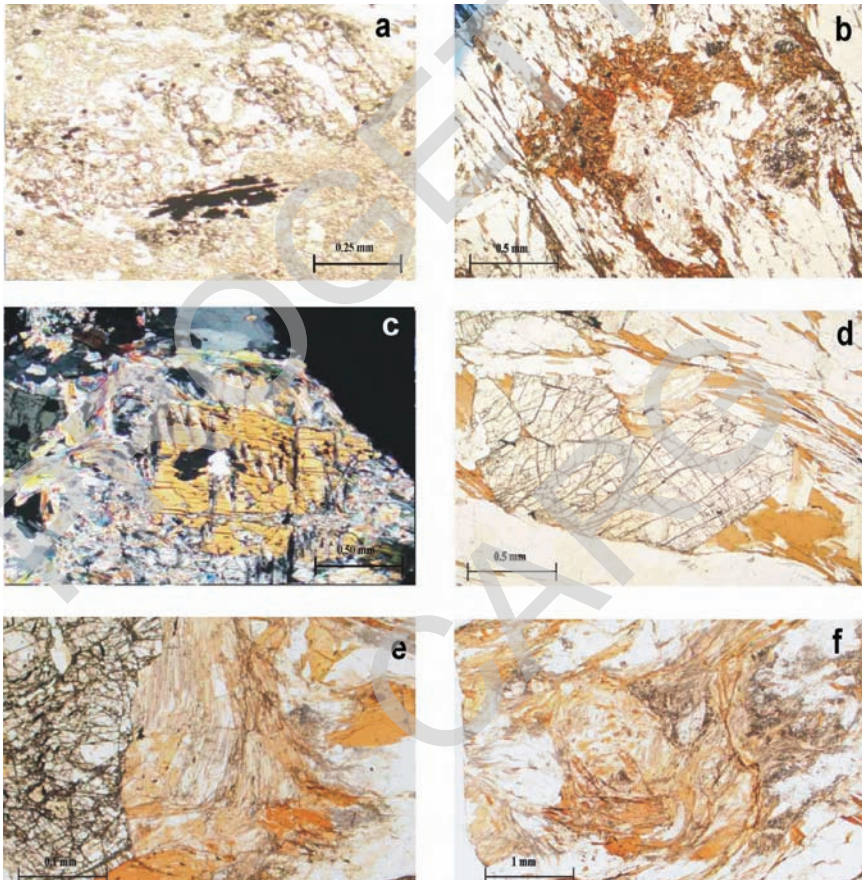


Abb. 20 – Mikroskopaufnahme von Dünnschliffen aus dem Ostalpin. a) Sillimanitaggregate ersetzen Granat-Porphyroblasten in den Glimmerschiefern der Pejo-Einheit (OMI). b) Statischer Wuchs von Andalusit und Biotit in den Zweiglimmergneisen (OOP) der Pejo-Einheit. c) Kyanit- und Staurolith-Porphyroblasten in den Glimmerschiefern (OUM) der Marlinger Schuppe. d) Millimeter großer Staurolith-Porphyroblast in den Glimmerschiefern (OVM) der Schenna-Einheit. e) Biotit und fibrolithischer Sillimanit wachsen am Rand der Granat-Porphyroblasten in den Paragneisen (OVP) der Schenna-Einheit. f) In den Glimmerschiefern (OVM) wird Granat gänzlich durch Biotit und Sillimanit ersetzt.

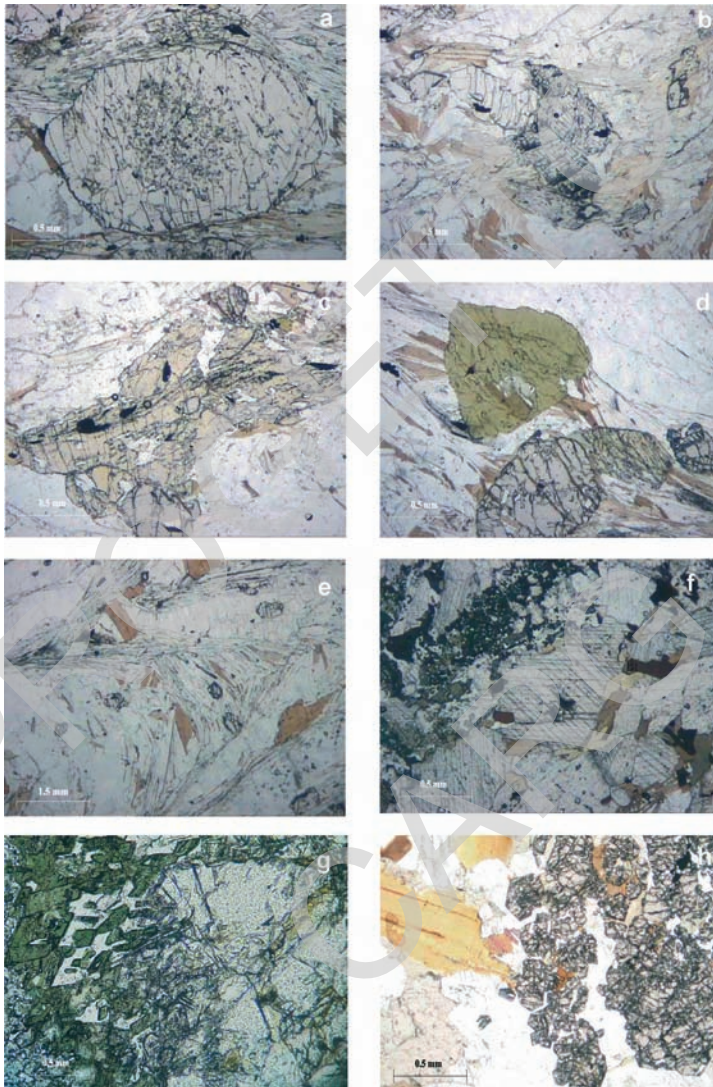


Abb. 21 - Mikroskopaufnahme von Dünnschliffen aus dem Ostalpin. a) Granat-Porphyroblasten mit zahlreichen Einschlüssen im Kern und einem klaren Anwachsraum, Glimmerschiefer (OTM) der Texel-Einheit. b) Kyanit-Porphyroblast, postkinematisch zur Schieferung S_2 in den Glimmerschiefern (OTM). c) Staurolith-Porphyroblast, synkinematisch zur Schieferung S_2 in den Glimmerschiefern (OTM). d) Syn- S_2 -Staurolith und post- S_2 -entwickelte Granat- und Turmalinblasten in den gebänderten Paragneisen (OTP) der Texel-Einheit. f) Amphibolite (OTF) mit Karbonat und Biotit, Texel-Einheit. g) Coronae von Amphibol und Plagioklas auf Granat-Porphyroblasten in den Eklogiten (OTE) der Texel-Einheit. h) Zentimeter große Granat-Aggregate aus einzelnen, idiomorphen Kristallen von bis zu 0,3 mm in den Glimmerschiefern (OTM).

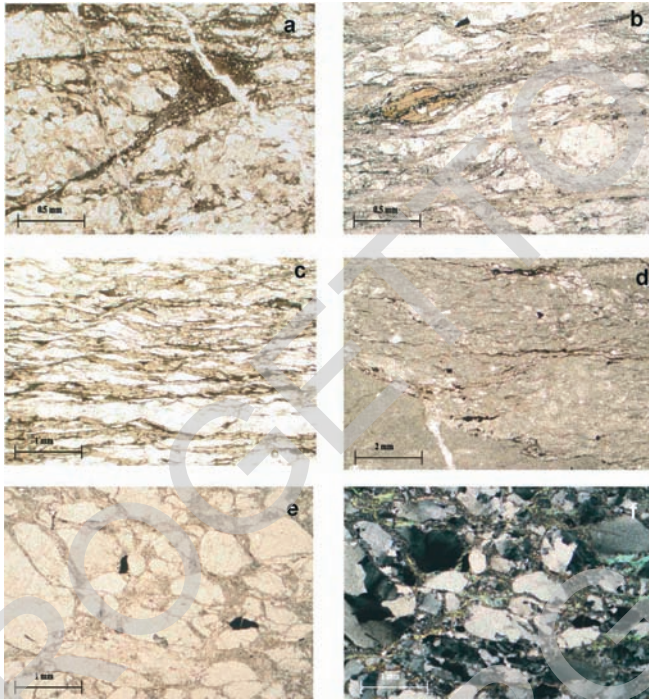


Abb. 22 - Mikroskopaufnahme von Dünnschliffen aus dem Ostalpin. a) Pseudotachylite in der kataklatisch-mylonitischen Scherzone der Periadriatischen Linie (Zenoburg/S. Zeno, Meran). b) Biotit-Porphyrklast in den Myloniten der Penser Scherzone. c) Mylonitische Orthogneise (Masulbach-Mylonite, OCX) an der Basis der Hirzer-Einheit. d) Karbonatische Mylonite (OPD) in der Penser Scherzone. e) f) Metakonglomerat (OPC) in der Penser Scherzone ("Maulser Verrucano"/"Verrucano di Mules" Auct.).

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-S₂, d.h. vor der Hauptdeformation entstandene Strukturen, zu erkennen.

2.11. - MAGMATISCHE INTRUSIONSKÖRPER

Diese Körper sind durch ein gut erhaltenes, magmatisches Gefüge und eine generell diskordante Lagerung gegenüber den Strukturen D1 und D2 der Nebengesteine gekennzeichnet. Mitunter werden sie von kontaktmetamorphen Prozessen begleitet.

2.11.1. - *Pegmatite* (OGA)

Die Pegmatitlinsen und -gänge verlaufen diskordant bis parallel zur Hauptschieferung und kommen in unterschiedlicher Häufigkeit in einigen Einheiten des Ostalpins vor: in der *Tonale-Einheit*, in der *Schenna-Einheit* und in der *Pejo-Einheit*, wo sie besonders zahlreich vorhanden sind.

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 Granat (peraluminose Pegmatite) gebildet. Quarz ist stets reichlich vorhanden und füllt meist die Kornzwischenräume. Die reichlich vorhandenen Feldspate sind von heller Farbe, hypidiomorph bis teils idiomorph und recht gut erhalten. Hellglimmer konzentriert sich bei wenig deformierten Typen in mehrschichtigen Aggregaten, bei stärkerer duktiler Deformation richtet er sich der Hauptschieferung S_2 entsprechend aus. Granat tritt selten auf und weist eine violette Färbung bei hypidiomorphem Habitus auf.

Die Pegmatitgänge in der Schenna-Einheit, am Masulbach, zeigen ein grob- und gleichkörniges Gefüge. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Muskovit, Biotit, Turmalin, Granat und Beryll. Beryll, Granat und Muskovit bilden dabei eine Kristallgröße bis zum Dezimeter und wurden in früheren Zeiten abgebaut (siehe Kap. VII).

Alterbestimmungen an Gängen im Bereich von Töll-Plaus (*Tel-Plaus*), 350 m W der Quadrathöfe, ergaben ein Alter der Platznahme von ca. 255-260 Ma (SÖLVA *et alii*, 2003), was mit den Pegmatiten im Martelltal und in vielen anderen Bereichen des Ostalpins übereinstimmt. Schließlich seien noch die kleineren *Boudins* im Bereich von Gratsch (*Quarazze*), entlang der Kataklasite der Passeiertal-Linie, erwähnt.

2.11.2. - *Mausloch-Metadiorit* (OGD)

Südlich von Naturns (*Naturno*) treten in der Nähe der Mauslochalm (*Malga Buco del Topo*) auf einer Höhe zwischen 1900 m und 2200 m einige diskordant zur Hauptschieferung verlaufende, metadioritische Körper innerhalb der Staurolith-führenden Granatglimmerschiefer (*OMI*) der Pejo-Einheit auf. Es handelt sich um mittel- bis feinkörnige, geschieferte Gesteine, die örtlich noch das ursprüngliche magmatische Gefüge aufweisen. Falls vorhanden, wird die Schieferung S_3 von Biotit nachgezeichnet. Der Mineralbestand umfasst Plagioklas, Amphibol, Biotit, Hellglimmer, Quarz in unterschiedlichen Mengen, Chlorit, Epidot und Granat. Granat wächst statisch in hypidiomorphen bis idiomorphen Kristallen und bildet zusammen mit Epidot Aggregate an den Kornrändern von Feldspat und Glimmer.

2.11.2.1. - Metagabbros (OGD_a)

Mit den vorigen Metadioriten vergesellschaftet (örtlich in direktem Kontakt) treten auch Metagabbrolinsen auf. Sie besitzen eine mittlere Korngröße und bestehen aus Amphibol, Plagioklas, Epidot, Biotit, Quarz ± Granat, mit bis zu 2-3 cm großen Amphibolkristallen.

Die Schieferung ist undeutlich ausgebildet und, falls vorhanden, nur durch die Einregelung von Amphibol gegeben. Zum Teil ist das ursprüngliche magmatische Gefüge erhalten (entlang der Forststraße NW der Mauslochalm (*Malga Buco del Topo*), siehe Abb. 23. Wie in den Metadioriten beobachtet man auch in den Metagabbros einen statischen Wuchs von Millimeter-großen Granat- und Epidotkristallen, verbunden mit der Rekristallisation der älteren Amphibole (I).



Abb. 23 - Metagabbros bei der Mauslochalm (Malga Buco del Topo) südlich von Naturns (Naturno). Pejo-Einheit.

2.11.3. - Basisch-intermediäre geschieferte Gänge (f_p)

Es handelt sich um mittelkörnige Ganggesteine von grüner Farbe und einer Mineralparagenese aus Amphibol, Plagioklas, Biotit und mitunter Granat. Sie zeigen eine schwach ausgeprägte, von Biotit und mitunter Amphibol nachgezeichnete Schieferung. Diese Gesteine wurden nicht radiometrisch datiert. Sie

durchschlagen die Strukturen D₁ und D₂ des umgebenden Grundgebirges und weisen hingegen eine Schieferung S₃ mit einer mehr oder weniger deutlich ausgebildeten, blastischen Überprägung auf. Im Blatt „Meran“ treten sie einzig in der Texel-Einheit am Nordhang des Tschigat (*Gigot*) auf.

2.12. - GEOCHEMIE DER MAGMATISCHEN PROTOLITHE IM METAMORPHEN GRUNDGEBIRGE UND DER OSTALPINEN INTRUSIONSKÖRPER (A. Gregnanin)

2.12.1. - *Orthogneise und vergleichbare Gesteine*

Die im Blatt „Meran“ im Maßstab 1:100.000 ausgehaltenen Partschinser Granitgneise (*OTH*) und leukokraten Orthogneise im ostalpinen Kristallin wurden bereits mehrfach hinsichtlich Chemismus und Entstehung untersucht (*GATTO et alii*, 1964; *GREGNANIN et alii*, 1968a e b; 1969; *SASSI*, 1968; *GREGNANIN & SASSI*, 1969; *ZANTEDESCHI*, 1991). Allerdings wurden nicht alle auftretenden Gesteinstypen behandelt und zudem fehlen gezielte Spurenelementanalysen. Im Rahmen der Untersuchungen für das gegenständliche Projekt wurde diese Lücke mit neuen Untersuchungen geschlossen.

Die in der Literatur verfügbaren Daten wurden mit den neuen Daten abgeglichen, woraus hervorgeht, dass die granitoiden Orthogneise im Ostalpin des Blattes 013 „Meran“ wahrscheinlich von kaledonischen Protolithen stammen und den zwei Orthogneistypen der vorherigen Arbeiten zugeteilt werden können: dem Partschinser Orthogneis (*Gruppe A*) und den leukokraten Orthogneisen (*Gruppe B*). Die mittleren Werte diese beiden Gruppen sind in Tabelle 1 (Analysen ohne Spurenelemente) wiedergegeben. Daneben werden die wichtigsten Ergebnisse der neuen ICP-MS Untersuchungen (Spurenelementanalysen) angeführt.

In Abbildung 24 werden alle Orthoderivate in den Diagrammen TAS und AFM dargestellt.

Gruppe A

Der Partschinser Orthogneis wird als metamorphes Produkt eines alten Plutons mitsamt seinem Schwarm von Injektions-Migmatiten interpretiert. Eine Beurteilung der Tabelle 1 ergibt, dass der Partschinser Orthogneis (Spalte 1) den basischsten Charakter aufweist. Dies äußert sich im Gelände bereits durch das Auftreten von reichlich Biotit. Laut neuer Gesteinsanalyse (Spalte 2 und O1 in Tabelle 1, siehe auch Anhang 1) ist der Partschinser Orthogneis (*OTH*) etwas weniger basisch gegenüber dem Mittelwert aus der Literatur, aber im Grunde noch vergleichbar. Diesen Orthogneisen entsprechen die Einschaltungen von Or-

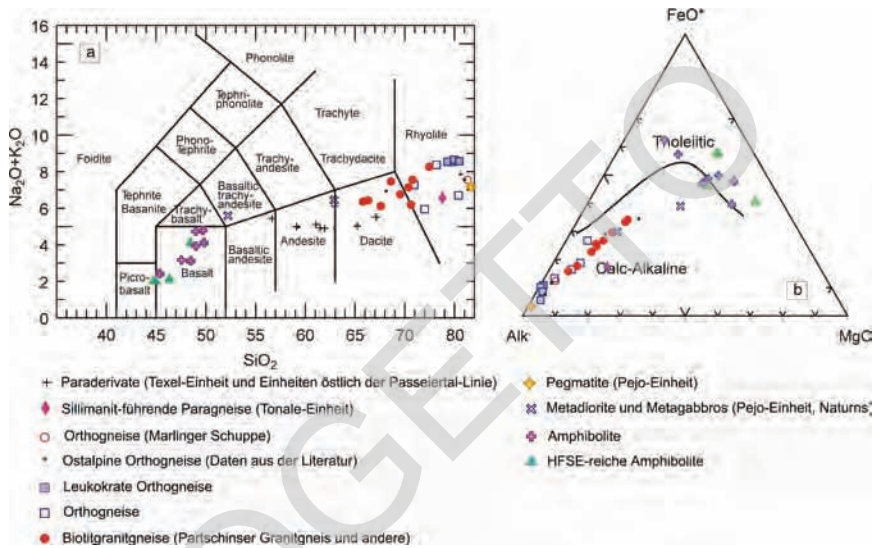


Abb. 24 - TAS-Diagramme (Totale Alkali vs Silica) und AFM-Diagramme der Orthoderivate, Gänge und Amphibolite.

thogneisen (OCO) entlang des Masulbaches (O2 in Tab. 1), W des Hirzer (*Punta Cervina*, O4) und im Talschluss des Unterbergtals (*Valle di Sottomonte*, Sarntal/*Val Sarentino*, O5), sowie die Orthogneise (OOR) im W vom Segenbühel (*Monte San Benedetto*) bei Meran (O3). Die Mittelwerte der Analysen dieser vier Einschaltungen sind in Spalte 3 angeführt.

Eine ähnliche Zusammensetzung wie der Partschinser Orthogneise (Spalte 2), vor allem hinsichtlich der Spurenelemente, weisen auch die Einschaltungen auf der linken Seite des Passeiertals am Ausgang des Fartleistales (*Valtellese*, O15) und, etwas weniger, die Orthogneislage auf der rechten Talseite W von Saltaus (*Saltusio*, Faglsalm/*Malga di Fagls*, Speick Spitze/*M. Spico*, O18) auf. Diese Ergebnisse sind in der Tabelle nicht aufgeführt.

Die Orthogneise vom Typ Partschins werden im Allgemeinen von granodioritischen Protolithen dargestellt. Sie zeigen einen subalkalinen Chemismus, der auf einen andesitischen Magmatismus zurückzuführen ist. Hierbei wird ein hoher K_2O -Gehalt (3÷4% in Gewichtsanteil) erzielt, vergleichbar mit den „hoch-K-hältigen Daziten“ von PECCERILLO & TAYLOR (1976). Im AFM-Diagramm zeigt sich ein intermediärer Trend zwischen einer hohen und niedrigen Fe-Anreicherung. Im normativen Qz-Ab-Or-Diagramm (nicht dargestellt) liegen diese Gesteine im Feld des granitischen Minimums mit niedrigem Druck und Wasserüberschuss.

Die petrogenetischen Schlussfolgerungen auf Basis der Hauptelemente wurden von den Isotopen-Daten und den Spurenelementanalysen bestätigt. ZANTE-DESCHI (1991) erhielt für den Partschinser Protolith ein kaledonisches Alter (~

Tab. 1 - Zusammenfassende Tabelle der Analysen zur Zusammensetzung der Orthogneise und vergleichbarer Gesteine. AA.PP.: vorherige Autoren, siehe Text. Die Angaben O1-O13 beziehen sich auf die Lage der entnommenen Proben (siehe Anhang).

	Gruppe A			Gruppe B			Andere			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Part-schinsler Orthogneis	Part-schinsler Orthogneis	Typ Part-schins	Leuko-krate Typen mit Porphy-roklasten	Leuko-krate Typen ohne Porphy-roklasten	Leuko-krate Typen	Maringer Schuppe	Hirzer-Einheit	Aderin TTP	Pegm. Pejo
	AA.PP.	O1	O2-O3 O4-O5	AA.PP.	AA.PP.	O6-O7 O8-O9	O10	O11	O12	O13
Anzahl-Analysen	6	1	4	6	6	4	1	1	1	1
SiO ₂	68.15	70.37	67.57	75.65	75.99	74.86	76.32	67.58	73.80	76.66
Al ₂ O ₃	15.75	14.76	15.32	13.77	13.15	13.94	12.47	15.22	13.22	14.50
FeO	3.73	3.03	3.75	1.18	0.73	0.94	1.25	4.37	1.93	0.28
MgO	1.26	1.15	1.43	0.28	0.27	0.14	0.35	1.76	1.75	0.07
CaO	2.04	1.69	2.76	0.38	0.43	0.42	0.79	1.42	1.83	0.38
Na ₂ O	3.13	2.97	3.06	3.38	3.04	3.61	3.86	2.45	3.52	5.71
K ₂ O	3.80	4.17	3.69	4.48	4.52	4.96	3.69	3.66	3.04	1.46
TiO ₂	0.61	0.51	0.56	0.11	0.07	0.07	0.18	0.69	0.29	0.01
P ₂ O ₅	0.26	0.23	0.18	0.24	0.24	0.28	0.02	0.23	0.08	0.11
MinO	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.06	0.02	0.01
Cs		5.8	6.85			9.6	1.0	3.9	2.9	92
Rb		181	140			390	83	150	110	283
Ba		800	770			66	600	910	880	19.2
Sr		170	225			29	60	175	120	38.70
Th		14	14.3			5.8	16.4	21	26	0.10
U		3	4.1			3.3	3.2	6.1	7.0	1.40
Pb		0.17	0.43			0.31	0.25	0.60	0.13	0.25
Nb										20.9
Ta										15.2
Zr		185	186			49	210	235	137	0.70
La		42	39			4.9	39.4	45	58.5	0.50
Ce		83	77			12.5	81	90	114	1.00
Yb		2.6	3.1			0.8	5.7	3.8	3.2	0.05
Lu		0.28	0.44			0.10	0.85	0.60	0.37	0.01

450 Ma) und erarbeitete darüber hinaus das ursprüngliche Isotopen-Verhältnis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ zwischen 0,708 und 0,710. Diese Werte nehmen in den stärker „differenzierten“, vergesellschafteten Gesteinstypen bis auf 0,731 zu. Diese Verhältnisse entsprechen einer Magmendifferentiation aus Mantelmaterial, z.T. durch kontinentales Krustenmaterial kontaminiert. Diese Daten sind mit der Hypothese einer orogenen Entstehung vereinbar.

Die Spider-Diagramme der Spurenelemente im Partschiner Orthogneis, bezüglich der mittleren Kruste normalisiert (Abb. 25a), decken sich nahezu und ähneln den Diagrammen der tertiären Gänge aus Granat-führenden Andesiten, welche ebenfalls als typisch orogene Produkte angesehen werden. Im Detail zeigen sie eine negative Anomalie von Eu und Ti. Die LREE sind gegenüber dem primitiven Mantelmaterial um das beinahe 100-fache angereichert.

Gruppe B

Wie bereits erwähnt, kann ein Teil der übrigen Orthogneiseinschlaltungen den leukokraten granitoiden Orthogneisen der obengenannten Autoren („*Timmelsgneis/gneiss del Tumulo*“ und andere) sowohl solchen mit Alkalifeldspat-Porphyrroklasten (Spalte 4 in Tabelle 1), als auch solchen ohne Porphyroklasten (Spalte 5) zugeordnet werden. Es handelt sich um die vier Einschlaltungen von leukokraten, Hellglimmer-führenden Orthogneisen bei Saltaus (*Saltusio*, Ortschaft Vernuer/Venurio, O6) (OTL_a), im Lazinsertal (*Val di Lazins*, O7) (OTL_a), bei Gratsch (*Quarazze*, O8) (OUO) und oberhalb von Algund (*Lagundo*, O9) (OTL_a). Die Mittelwerte der Zusammensetzung dieser Einschlaltungen sind in Spalte 6 (Tabelle 1) angegeben. Sie entsprechen einem deutlich granitischen Protolith und weisen gegenüber den vorherigen einen höheren Gehalt an Kieselsäure und Alkalien bei geringeren Mengen an Fe, Mg, Ca auf. SiO_2 liegt zwischen 74 und 75,5%, liegt aber noch unterhalb der Mittelwerte für leukokrater Orthogneise aus der Literatur („*Timmelsgneis*“). Die Summe der Alkalien ($> 8\%$) überschreitet nicht nur jene im „*Timmelsgneis*“, sondern auch jene der Orthogneise vom Typ Partschins.

Die Gegenüberstellung der Spurenelemente dieser leukokraten Orthogneise zeigt geringere Mengen an Seltenerdmetallen in Bezug auf den Partschiner Orthogneis, wie auch niedrigere normalisierte Werte von Ba, Sr, Th, REE und Zr. Nur der Rb-Gehalt liegt darüber. Die negativen Anomalien von Ba, Sr, Eu und Ti sind stärker ausgeprägt. Das Verhältnis La/Yb von < 10 zeigt einen deutlich subalkalinen Chemismus an.

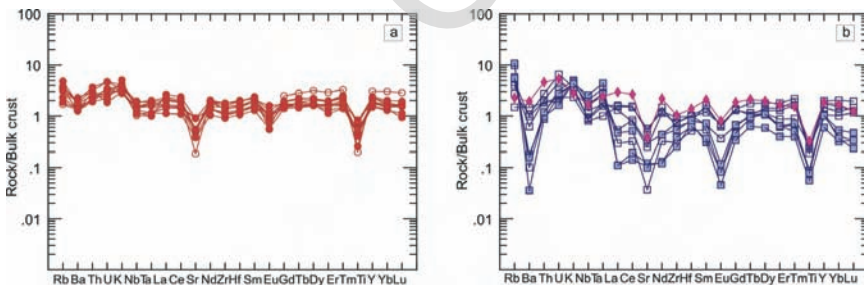


Abb. 25 - Spurenelemente in den Orthoderivaten der Gruppe A (a) und der Gruppe B (b), bezüglich der kontinentalen Kruste normalisiert (RUDNICK & GAO, 2003). Legende wie in Abbildung 24.

Diese granitoiden Orthogneise sind also gegenüber dem Partschinser Orthogneis saurer und alkaliner ausgebildet und unterscheiden sich in den Hauptelementen leicht vom „Timmelsgneis“. Sie sind arm an Seltenerdmetallen und zeigen Spider-Diagramme (Abb. 25b) mit ähnlichen Anomalien wie die Orthogneise vom Typ Partschins.

Weitere Einschaltungen

Die Einschaltungen von leukokraten Orthogneisen der Hirzer-Einheit (Untertal/Valle di Sottomonte, O11) (*OCO*) und weitere Einschaltungen beim Hoferhof (*Maso Hofer*, Gesteinsprobe O14 im Anhang - *OJO*), nahe Saltaus-St. Martin in Passeier (*Saltusio-S. Martino in Passiria*, O16 - *OTL_a*) und am Südhang des Kalmtales (*Val Clava*) sind in Abb. 24 und 25b mit offenen Vierecken dargestellt und zeigen einen intermediären Charakter im Vergleich zu den vorhergehenden. Die Spider-Diagramme dieser Gesteinstypen ähneln jenen der Orthogneise vom Typ Partschins, insbesondere die Werte der HREE und von Y.

Die Zusammensetzung des Orthogneises (*OUO*) oberhalb von Marling (*Marlengo*, O10, Tabelle 1, Spalte 7) erscheint eigenartig. Es handelt sich um ein saures, nur mäßig alkalisches Gestein, das in einigen Elementen dem Partschinser Orthogneis, in anderen hingegen dem „Timmelsgneis“ ähnelt. Das entsprechende Spider-Diagramm (Abb. 25a) zeigt eine enge Ähnlichkeit zu den Orthogneisen vom Typ Partschins, insbesondere was die niedrigen normalisierten Werte von Cs und Rb betrifft.

Immer in Tabelle 1 werden in den Spalten 9 und 10 die Analysen einer granitoiden Ader in den Sillimanit-führenden Paragneisen (O12, *TTP*) der Tonale-Einheit und eines Pegmatits (O13, *OGA*) der Pejo-Einheit gegenübergestellt.

2.12.2. - Amphibolite

Die chemische Zusammensetzung der Amphibolit-Einschaltungen ist in Tabelle 2 dargestellt. Als Vergleich zu den neu erarbeiteten Daten im Rahmen dieser Arbeit werden auch die Analysen einiger Körper im Vinschgau (*Latsch/Laces*, *Burgeis/Burgusio*) wiedergeben.

Die Spider-Diagramme unterstreichen zwei grundlegende Gruppen, I und II (siehe unten). Die erste umfasst die Einschaltungen südlich des Masulbachs (*Rio Masul*, A1, *OAF*) und am Hirzer (A2, *OCA*). Die zweite Gruppe umfasst die Einschaltungen im Bereich von Ulfas (Texel-Einheit), von denen einige auch Karbonat führen.

Die angeführten Amphibolit-Einschaltungen können subalkalinen bis schwach alkalinen, anorogenen Metabasalten (oder Metagabbros) zugeschrieben werden. Die Proben sind gewöhnlich *hy*-normativ, wovon A5 und A6 (*OTE*) *qz*-normativ und alle übrigen *ol*-normativ (*ol* 6÷12%) sind. Nur eine Probe enthält ca. 1% von

Tab. 2 - Zusammenfassende Tabelle der Analysen zur Zusammensetzung der Metabasite.

	Magmatite								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	ANFIB I A1, A2	ANFIB I Burgeis	ANFIB I A3	ANFIB I A4	ANFIB II A5, A6	ANFIB II A7	ANFIB II A8	A9	A10
Anzahl Analysen	4	1	1	1	2	1	1	1	1
SiO ₂	47.91	49.00	48.49	49.81	44.74	46.34	48.48	52.22	62.91
Al ₂ O ₃	15.37	13.90	16.72	15.5	13.48	9.8	14.05	18.23	18.64
FeO	11.96	13.08	8.67	10.18	11.48	11.42	10.39	7.56	3.81
MgO	6.83	2.33	8.78	6.22	5.61	13.06	6.89	5.08	1.63
CaO	10.41	8.07	10.55	10.61	15.57	12.2	10.97	6.90	4.15
Na ₂ O	3.21	4.21	2.7	3.5	1.77	1.49	3.61	5.09	4.00
K ₂ O	0.37	0.52	0.42	0.61	0.22	0.6	0.47	0.50	2.44
TiO ₂	1.88	2.55	0.65	1.58	2.97	2.19	2.62	2.46	0.64
P ₂ O ₅	0.23	0.25	0.06	0.24	0.78	0.34	0.42	0.13	0.36
MnO	0.21	0.21	0.15	0.15	0.2	0.18	0.19	0.15	0.05
Cs	1.35	0.3	0.60	0.10	0.1	0.2	0.2	5.20	14.30
Rb	8.28	8	16.4	11.7	7.9	11.0	10.3	21.9	138
Ba	73.5	153	146	202	42.4	79	64.3	74	338
Sr	269	170	276	491	792	110	313	510	291
Th	0.86	1.6	0.1	1.4	6.55	3	2.8	2.00	2.50
U	0.30	0.4	0.1	1.2	1.15	0.7	0.7	1.10	1.30
Pb	0.43	0	0.04	0.04	8.6	0.13	0.25	0.05	0.13
Nb	11.2	18	1.8	8.4	55.5	26.7	33.4	9.80	6.40
Ta	0.64	1.3	0.1	0.6	3.2	1.9	2.3	0.60	0.50
Zr	129	181	18.4	128.6	265	151	187	87.4	197
Y	32.0	27	11.4	25.3	31.0	19.9	28.2	24.6	18.7
La	10.8	17	3.4	15.1	38.6	24.0	25.1	14.9	12.2
Ce	26.0	41	6.9	32.4	88.3	50.7	56.3	34.0	26.8
Nd	17.6	25	4.5	22.8	41.2	28.2	32.5	19.4	14.8
Yb	3.31	3	0.99	2.28	2.26	1.5	1.83	2.32	2.00
Lu	0.53	0.46	0.17	0.28	0.28	0.22	0.3	0.31	0.23

ne-normativ (A1, OAF).

Der Gehalt an Aluminiumoxid schwankt zwischen 14 und 16%, wobei die Probe A7 (OTE), die arm an Al₂O₃ und Na₂O sowie *an*-normativ ist, eine Ausnahme bildet. Bis auf vereinzelte Ausnahmen, z.B. A1 (OAF), zeigen sämtliche Einschaltungen einen Anteil von TiO₂ > 1.5%.

Die wichtigsten Trends von MgO und FeO* zeigen nur geringe Unterschiede. Zum Vergleich werden die Zusammensetzungen der Amphibolitkörper von Burgeis (*Burgusio*) und Latsch (*Laces*) im Vinschgau wiedergeben, die durch ein hohes FeO/MgO-Verhältnis gekennzeichnet sind (siehe AFM-Diagramm, Abb. 24). Im Diagramm erkennt man eine generelle Anreicherung an Fe von mittel bis hoch, die in den beiden genannten Amphibolitkörpern bis auf sehr hoch ansteigt.

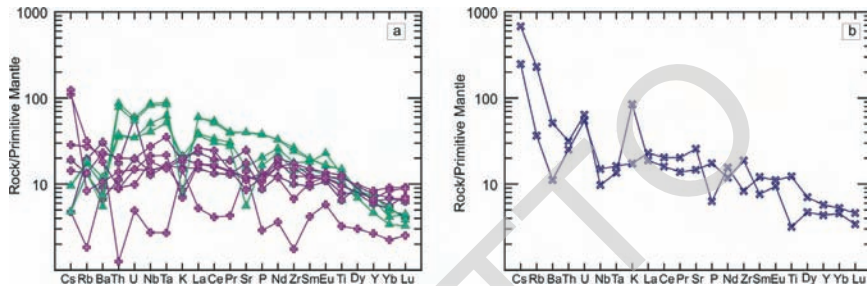


Abb. 26 - Diagramme der Spurenelemente in den Amphiboliten (a) und in den magmatischen Gesteinen (b). Die Werte sind auf den primitiven Mantel normalisiert (McDONOUGH & SUN, 1995). Legende wie in Abb. 24.

Auf Basis der MgO-Werte scheinen die Al₂O₃-armen Amphibolite von Ulfas (A7, OTE, Spalte 6) eine ursprüngliche Anreicherung an Olivin anzuzeigen.

Wie bereits erwähnt, unterstreichen die Spider-Diagramme (Abb. 26a) zwei grundlegende Gruppen. Die erste Gruppe (violette Kreuze im Spider-Diagramm) ist durch eine weniger ausgeprägte Anreicherung der meisten Spurenelemente gekennzeichnet und erreicht hierbei in etwa das 10-fache der Werte des primitiven Mantels. Außerdem ist sie durch eine deutlich positive Anomalie von Cs und eventuell von Rb gekennzeichnet. Im Bereich dieser Gruppe liegen die Einschaltungen von Burgeis (*Burgusio*), jene vom Schloss (*Castello*) sowie jene südlich des Orthogneises von Marling-Ultental (A4, OUA). Die zweite Gruppe von Metabasiten (grüne Dreiecke im Spider-Diagramm) ist durch eine reguläre Anreicherung an inkompatiblen Elementen, von den HREE (ca. das 3÷5-fache des primitiven Mantels) bis zu Th und U (ca. 80-fache des pr.M.), sowie durch einen niedrigen Wert von Cs, Rb, Ba, zwischen dem 6÷10-fachen des primitiven Mantels, gekennzeichnet. Die Einschaltung A6 (OVA) W des Plattenjochs (*Giogo delle Laste*) zeigt trotz großer Ähnlichkeit geringere Anreicherungen.

Unter den Spurenelementen zeigen Ba und Rb eine direkte Korrelation zu SiO₂ anhand zweier Trends, wovon einer auch klar aus den Spider-Diagrammen hervorgeht. In Übereinstimmung mit diesen Diagrammen erkennt man auch für Ta und Nb zwei Trends, wenn auch umgekehrt mit SiO₂ korreliert. Diese zwei Elemente stehen in enger Verbindung zueinander und zeigen eine direkte Korrelation zu TiO₂. Doppelte Trends, einer abfallend und einer konstant gegenüber SiO₂, wurden auch für Th+U, La, Ce beobachtet. Y und Eu zeigen relativ konstante Werte in fast allen Proben.

Im Allgemeinen zeigen die obengenannten Amphibolite eine tholeitische Affinität, mit Ausnahme der Amphibolite bei Meran, die einige Ähnlichkeit mit kalkalkalinen Typen aufweisen.

2.12.3. - Mausloch-Metadiorit

Einige magmatische Körper des Ostalpins unterscheiden sich dadurch, dass sie die Hauptstrukturen des Grundgebirges durchschlagen, jedoch eine schwache, niedrigmetamorphe Überprägung, wahrscheinlich alpidischen Alters, aufweisen. Die chemischen Analysen dieser Metagabbros und Metadiorite (*OGD*) ergaben folgende Eigenschaften (Spalte 8 und 9 in Tabelle 2):

(a) der Metagabbro A9 (*OGD_a*) zeigt sehr hohe Werte für Al_2O_3 (18,23%) und Na_2O (5,09%), zeitgleich niedrige Werte für K_2O (0,50%) und nicht sehr hohe für CaO (6,90%, vgl. mit den Amphiboliten, alle > 8%). Diese Daten zeigen eine Remobilisierung der Alkalien an. Der TiO_2 -Gehalt ist relativ hoch (2,46%), der Anreicherungsgrad an Fe niedrig. Das Spider-Diagramm (Abb. 26b) zeigt eine geringe Anreicherung an REE, von den schweren (4-fache des primitiven Mantels) bis zu den leichten (ca. 20-fache), mit negativen Anomalien von Ba und vor allem Pb sowie positiven Anomalien von U und vor allem Cs (ca. 600-700-fache des primitiven Mantels). Es treten keine negativen Anomalien von Nb und Ti auf. Der magmatische Rahmen dieser Suite ist unklar, sollte aber einen anorogenen Charakter haben.

(b) Der Metadiorit A10 (*OGD*, $\text{SiO}_2 = 62,91$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,64$, $\text{TiO}_2 = 0,64$) mit einem Na_2O -Gehalt von 4% und einem K_2O -Gehalt von 2,44% sowie einer Anreicherung an Fe, zeigt eine Affinität Richtung hoch-K-hältiger Andesite. Das entsprechende Spider-Diagramm zeigt gegenüber der vorherigen Probe eine etwas stärker ausgeprägte Anreicherung an LREE, aber die negativen Anomalien betreffen erneut Nb und Ti; besonders hoch sind die positiven Anomalien von Rb (220-fache des primitiven Mantels) und von Cs (ca. 2000-fache).

3. - SÜDALPIN

(*G.M. Bargossi, C. Morelli, A. Moretti, mit Beiträgen von V. Mair, M. Marocchi und L. Montresor*)

Das Südalpin umfasst ein metamorphes, variszisches Grundgebirge mit zahlreichen Plutonen und Gängen permischen Alters sowie eine nicht metamorphe, vulkanische und sedimentäre Abfolge (alpidischer Zyklus), die deutlich diskordant auf dem Grundgebirge liegt. Die ersten Produkte dieser Abfolge werden von kontinentalen Konglomeraten (Basalkonglomerat, „Waidbrucker Konglomerat“ *Auct.*) und der darauf folgenden, eindrucksvollen Gruppe aus gegliederten, subaerischen Vulkanprodukten (Etschtaler Vulkanit-Gruppe, „Bozener Quarzporphyryplatte“ *Auct.*) dargestellt. Darüber folgen klastische kontinentale sowie flachmarine Sedimente (Grödner Sandstein und Werfen-Formation).

METAMORPHES GRUNDGEBIRGE

In Übereinstimmung mit den nahegelegenen Blättern (z.B. dem Blatt 060 „Trento“) werden die verschiedenen, metamorphen Komplexe im östlichen Bereich der Südalpen als *Einheiten* bezeichnet. Aufgrund der Nähe der verschiedenen Aufschlussbereiche und Übereinstimmung des Metamorphosegrades (niedrig) und der struktureller Entwicklung, wurde der gesamte Grundgebirgsabschnitt der Brixen-Einheit, die im angrenzenden Blatt 026 „Eppan“ beschrieben wurde, zugeordnet.

3.1. - BRIXEN-EINHEIT

Das südalpine metamorphe Grundgebirge tritt großflächig im östlichen Bereich des Blattes „Meran“, zwischen dem Öttenbachtal (*Valle di Rio Deserto*) und dem Sagbachtal (*Val della Sega*), sowie im südlichen Abschnitt des Blattes in einem engen Streifen zwischen der Judikarien-Linie im Westen und dem Kreuzberg-Granodiorit im Osten, auf. Es besteht aus einer einzigen, mittel- bis niedriggradig metamorphen Einheit (Grünschiefer-Fazies, Granat-führende Subfazies), variszischen Alters (MELI, 1994, 1998; MELI & KLÖTZLI, 2001), die als Brixen-Einheit bezeichnet wird (entspricht dem „Brixener Quarzphyllit“ *Auct.*). Sie wird von plutonischen Körpern und Gängen permischen Alters sowie von spätalpidischen, basischen Gängen (Oligozän) intrudiert und durchschlagen. Im Bereich des Kartenblattes treten folgende Lithologien auf: Quarzphyllit (**BSS**), mitunter mit kontaktmetamorpher Überprägung (Hornfelse, **BSS_a**) um die permischen Plutone, Muskovit-führende Quarzite (**BSQ**), saure Metavulkanite (**BSI**), mitunter mit großen Porphyroklasten (**BSI_a**) sowie seltene Einschaltungen von Metabasiten (**BSA**).

3.1.1. - *Quarzphyllit* (**BSS**)

Es handelt sich um bleigraue bis silberfarbene und grüngraue Phyllite, je nach dem überwiegenden Phyllosilikat. Oftmals tritt auch Granat-führende Fazies auf. Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Muskovit (u./o. Serizit), Chlorit, Plagioklas, ± Biotit, Ilmenit und selten Epidot, Graphit und Kalzit. Als Nebengemengteile treten Turmalin, Apatit, Zirkon, Ankerit (im Bereich der Quarzknollen und -linsen) und Pyrit, seltener Titanit auf.

Die Gesteine zeigen in der Regel ein feinkörniges Gefüge im Submillimeter-Bereich, nur örtlich liegt die Körnung im Bereich von Glimmerschiefern/Paragenesen. Ähnliche Partien finden sich auch in anderen metamorphen Komplexen der östlichen Südalpen, wie z.B. in der Valsugana, weisen aber generell eine ge-



Abb. 27 - Quarzphyllite (BSS): Man kann mindestens zwei Generationen von Falten erkennen. Einige Lagen zeigen vermehrt Quarzniveaus (b). Kesselbergalm, (Sarntal/Val Sarentino).

ringe Ausdehnung auf. Eine weitere Gesteinsfazies, die vor allem an der Basis des Großen Mittag (Monte Catino) auftritt, ist von einem zunehmenden Verhältnis Quarz (\pm Albit)/Phyllosilikate gekennzeichnet, was dem Gestein ein kompakteres Aussehen verleiht. Es handelt sich hierbei um Quarz-Muskovit-Schiefer (\pm Granat, Plagioklas, Chlorit und Biotit), in denen eine Wechsellagerung aus dünnen, lepidoblastischen Lagen und mächtigeren Bändern von mikrokristallinem Quarz \pm Plagioklas auftritt.

In den Phylliten treten zahlreiche Knollen und Linsen von weißem Quarz auf, die längs der Hauptschieferung (S_2) ausgerichtet sind. Es handelt sich wahrscheinlich um Quarzadern aus Drucklösungserscheinungen (*pressure-solution*) mit einer Umverteilung des Quarzes im Zuge der Deformation. Diese Adern wurden dann während der variszischen Deformationsereignisse verfaltet und verlagert. Sie werden konventionell als erste sichtbare, planare Anisotropie S_1 definiert. Nicht selten bilden sie isoklinale, intrafoliale, abgescherte Falten, deren Achsenebene die Schieferung S_2 darstellt und die ihrerseits durch das Deformationsereignis D_3 verfaltet werden. Dadurch entstehen Interferenzstrukturen vom Typ 3 (RAMSAY, 1967) (Abb. 27).

Die Phylliten zeigen eine markante Spaltbarkeit parallel zu den Schieferungsflächen, die nur bei zunehmendem Quarzgehalt abnimmt (Abb. 27b). Es treten Porphyroblasten von Granat und Plagioklas (Albit-Oligoklas) in mittelgroßen bis kleinen Kristallen auf. Die Analyse unter dem Mikroskop ergab nur für einige Aufschlüsse, innerhalb der Granat- und Plagioklas-Porphyroblasten, Streifen aus Einschlüssen von opaken Mineralien (vor allem Ilmenit) u./o. Muskovit + Quarz. Diese Einschlüsse zeichnen eine interne, planare bis schwach wellige Schieferung (S_1) nach, wobei ein steiler Winkel zur äußeren Schieferung (S_2) vorliegt. Die Entwicklung beider Porphyroblasten geht auf das Anfangsstadium der Deformationsphase D_2 zurück. Granat weist vielfach Risse auf und wird retrograd durch Chlorit \pm Epidot ersetzt, während Plagioklas teilweise einen mitunter klaren Albit-

kern und einen Oligoklasrand mit vielen kleinen Serizit- und Quarzeinsprenglingen aufweist. In einigen grobkörnigeren Proben wird Granat pseudomorph durch mittel- bis feinkörnige Aggregate von Biotit + Muskovit + Plagioklas + Quarz ± Ilmenit ersetzt. Diese wahrscheinlich prograde Umwandlung ist ausschließlich mit einer Dekompression oder höchstens mit einem schwachen Temperaturanstieg im Zuge des thermo-metamorphen Höhepunktes in Verbindung zu bringen. In denselben Proben wird der relikte Granat durch Chlorit ± Epidot ersetzt, was Fluiden im Verlauf des retrograden P-T-t-Pfades zugeschrieben wird. Die mikrostrukturellen Gefüge zeigen außerdem, dass sich die Granatphase während des gesamten prograden Abschnittes der Metamorphose bzw. Gesteinsdeformation bildete und stabil blieb, also im Zuge von D_2 und z.T. auch D_3 (mitunter erscheint Granat auch in dessen Anfangsphasen zu wachsen). Nach RING & RICHTER (1994) war Granat auch während der Deformation D_1 stabil.

Die Schieferung S_1 , vielfach nicht erkennbar und zur Gänze von S_2 zerschert, wird von Muskovit + Chlorit + Ilmenit nachgezeichnet. S_2 ist von neugebildeten oder mechanisch rotierten Mineralien (z.B. Ilmenit) ± Biotit gekennzeichnet. In den feinkörnigeren Bereichen bewirkt die D_3 örtlich eine schwache Krenulation von S_2 und ist durch eine Rekristallisation von Hellglimmer und Quarz, eine Rotation der S_2 -Mineralien sowie Lösungsflächen mit konzentrierten Fe-Oxiden gekennzeichnet. Die Entwicklung einer eigenen (penetrativen) Schieferung S_3 konnte nicht beobachtet werden, jedoch ist parallel zu den Achsenebenen der F_3 -Falten eine Neubildung von grobkörnigeren Muskovitlamellen zu erkennen, die in ihrem Inneren kleine, geradlinige Streifen (S_2) aus opaken Mineraleinschlüssen (überwiegend Ilmenit) aufweisen. In den quarzreichen Lagen kann sich diese Krenulation nur in den Scharnierbereichen der F_3 -Falten entwickeln. Diese mikrostrukturellen Daten und die daraus folgenden Erkenntnisse stimmen mit den Überlegungen von HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT (1987) und RING & RICHTER (1994) für das weiter östlich gelegene Gebiet überein.

Biotit zeigt fast durchwegs eine pseudomorphe Umwandlung in Chlorit + Titanit oder Ilmenit und wächst teilweise statisch in großen, undeformierten, gekreuzten Lamellen post- S_2 , wahrscheinlich im Zuge des metamorphen Höhepunktes. Das in der Literatur für diesen Bereich beschriebene Auftreten von Chloritoid (GREGNANIN & SASSI, 1967; CARDIN *et alii*, 1985) konnte in den untersuchten Dünnschliffen nicht beobachtet werden.

Örtlich wurden im Dünnschliff Scherbänder (Typ S-C') beobachtet, die von Chlorit gekennzeichnet sind und, zusammen mit der Asymmetrie der Druckschatten an einigen Porphyroblasten (Typ σ), einen dextralen Schersinn im Endstadium einer Deformation (D_2 ?) aufzeigen.

Schließlich seien noch zwei Generationen von Adern erwähnt: i) Chlorit- ± Feldspat-führende Adern, mit sinistralen Schersinn entlang S_2 eingeschiefert; ii) Epidot- und Fe-Oxid-führende Adern, welche die S_2 durchschlagen, sprich post- D_2 .

3.1.1.1. - Hornfelse (**BSS_a**)

Im Nahbereich zu Kreuzberg-Granodiorit und Ifinger-Granodiorit sowie im Kontaktbereich der größeren Gänge, wie z.B. am Scharboden (*Piano della Forcella*), zeigen die Phyllite eine schwache, kontaktmetamorphe und eine ausgeprägte hydrothermale Überprägung. Der Hornfels erscheint sehr kompakt, die typische Spaltbarkeit der Phyllite verschwindet. Die Gesteine werden zudem heller mit grünlichen bis beigefarbenen Tönen sowie einem rötlich-braunen Verwitterungsbelag. Obwohl das Gestein im Aufschluss kompakt und homogen erscheint, erkennt man bei genauerer Betrachtung doch eine weitständige, schwach ausgeprägte Foliation (Abb. 28).

Im Dünnschliff erkennt man die Neubildung von Biotit. Im Zuge der Tiefbohrung bei Meran wurden bei rund 1600 m Tiefe Quarzphyllitproben entnommen. Diese zeigen eine Kontaktmetamorphose durch die Intrusion der Kreuzberg-Granodiorite und weisen eine Mineralparagenese aus Andalusit + Biotit + Plagioklas + Kalifeldspat + Quarz (WYHLIDAL *et alii*, 2007a) auf.

Entlang der Naiftal-Linie und am Scharboden (*Piano della Forcella*) sind alle Mineralien, mit Ausnahme von Quarz, stark verwittert. Sowohl Feldspat, als auch die Glimmerminerale werden durch sehr feine Tonminerale von niedriger Temperatur ersetzt. Es handelt sich um eine niedriggradig metamorphe Überprä-



Abb. 28 - Mylonitischer Hornfels am Kontakt zum Ifinger-Pluton nahe der Periadriatischen Linie. Zenoburg (S. Zeno), Meran.

gung, die von einer ausgeprägten hydrothermalen Verwitterung begleitet wird, welche die Neubildung des Biotits verdeckt.

3.1.2. - *Muskovit-führende Quarzite (BSQ)*

Es handelt sich um unreine Quarzite, die in Form von Lagen oder Linsen in die Phyllite eingeschaltet sind. Sie sind mittel- bis feinkörnig, geschiefert, von heller bis silbergrauer Farbe und gehen in feinkörnige Quarz-Muskovit-führende Schiefer und Gneise über. Sie bestehen aus einer Wechsellagerung von Quarzlagen mit dünnen und nicht durchgehenden Muskovitlagen, welche die Hauptschieferung (S_2) nachzeichnen. Innerhalb dieser Quarzite können, wenn auch in untergeordneten Mengen, kleine Kristalle von Granat, Plagioklas, Pyrit, Chlorit und Ilmenit, sehr selten von Biotit beobachtet werden. Die Quarzite treten entlang der Forststraße vom Öttenbachtal (*Valle di Rio Deserto*) zur Öttenbacher Alm (*Malga del Rio Deserto*), unterhalb der Ortschaft Alber, südlich der Kesselberghütte (*Rifugio Valcanova*) und südöstlich des Missensteiner Jochs (*Giogo di Pietramala*) auf.

3.1.3. - *Saure Metavulkanite (Porphyroide Auct.) (BSI)*

Es handelt sich um Metavulkanite (ursprünglich Laven und Ignimbrite) und Metavulkanoklastite von rhyolithischer bis rhyodazitischer Zusammensetzung. Sie weisen ein massiges bis schwach geschiefertes Gefüge auf und bestehen aus Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskovit, Chlorit, Biotit \pm Epidot. Das Gestein zeigt auch Augengefüge und Mikroaugengefüge mit Feldspat-Porphyroklasten (2-8 mm) in einer Matrix aus Quarz-Feldspat-Lagen, die verzweigen und mit Phyllosilikatlagen wechseln (Abb. 29a).

Unter dem Mikroskop erkennt man ein Augengefüge mit idiomorphen, mitunter verzwilligten (Albit-Karlsbad) Kalifeldspat- und Plagioklaskristallen sowie abgerundete Quarzkristalle in einer gleichmäßigen, feinen und geschieferten Matrix (Quarz, Feldspat, Serizit/Muskovit, Biotit und Chlorit; Abb. 29b). Die Plagioklas-Porphyroklasten zeigen oftmals einen Albitkern mit vielen kleinen, unregelmäßig angeordneten Einsprenglingen von Quarz und Serizit sowie einen dünnen, klaren Rand aus neoblastischem Oligoklas. Die Kalifeldspat-Porphyroklasten zeigen mitunter einen dünnen, klaren Rand und einen getrübbten, kaolinisierten Kern. Die Quarzkristalle sind teils stark deformiert und in Zeilen rekristallisiert (*ribbons*), wodurch sie die Schieferung unterstreichen. Biotit ist fast durchgehend in Chlorit + Titanit oder Rutil umgesetzt. Als Nebengemengteile sind Opake Mineralien, Pyrit, Zirkon, Apatit und Titanit vorhanden.

Die Metavulkanite bilden eine mehrere hundert Meter mächtige Abfolge unterhalb der Phyllite im nordöstlichen Blattbereich. Das deutliche Augengefüge

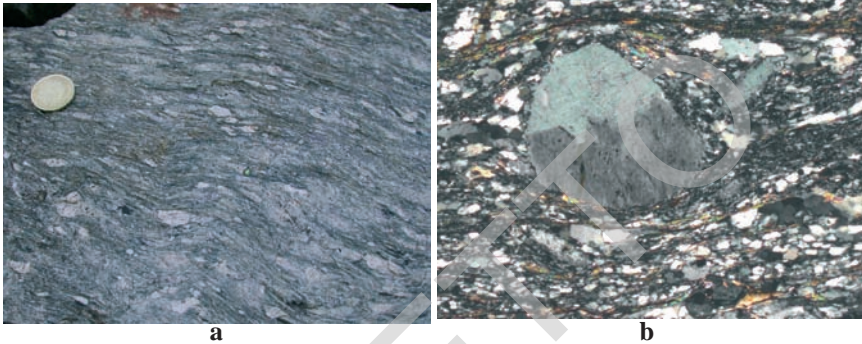


Abb. 29 - Saure Metavulkanite (Porphyroide Auct.): a) Augengefüge und Mikroaugengefüge mit Feldspat-Porphyroklasten; b) Kalifeldspat-Porphyroblast (Dünnschliffaufnahme unter gekreuzten Nicols).

ist wahrscheinlich auf das ursprünglich porphyrische Gefüge der vulkanischen Protolithen zurückzuführen, wonach die heutigen Porphyroklaste einstige Phänokristalle darstellen.

Im Rahmen dieses Projekts wurden an der *Curtin University of Technology, Perth Western Australia* von *Bert De Waele* Zirkone aus einer Probe aus den Metavulkaniten nach der SHRIMP-Methode analysiert. Die Probe stammt vom NE Hang des Großen Mittag (Monte Catino) und ergab ein U/Pb-Alter von $471,6 \pm 3,5$ Ma. Dieses Alter ist nahezu identisch mit jenem aus den „Porphyroiden“ des *Comelico*, die von *MELI & KLÖTZLI* (2001) auf 480 Millionen Jahren datiert wurden. Somit ist das Unterordovizium-Alter dieser Gesteine bestätigt.

3.1.3.1. - Metavulkanite mit großen Augen (**BSI_a**)

Am Osthang des Großen Mittag (*Monte Catino*) tritt innerhalb der metavulkanischen Abfolge eine Metavulkanitlage (bis zu 50 m Mächtigkeit) mit 1-3 cm großen Kalifeldspat-Porphyroklasten (Abb. 30) auf. Angesichts der beträchtlichen Größe der ursprünglichen Phänokristalle wird für den Protolith dieser Fazies ein subvulkanischer Ursprung (Lakkolith oder Sill) angenommen.

3.1.4. - Metabasite (**BSA**)

Sie bilden eine begrenzte, Meter mächtige Linse nahe der Ortschaft Talleralb und innerhalb der sauren Metavulkanite.

Es handelt sich um Amphibol- und Plagioklas-führende Metabasite mit einer schwach ausgeprägten Schieferung durch die Einregelung von Amphibol. Der



Abb. 30 - Saure Metavulkanite mit cm-großen Kalifeldspat-Porphyrklasten, Kesselbergalm (NE des Großen Mittag/ Monte Catino).

Mineralbestand ist durch Amphibol, Plagioklas, Epidot, Chlorit, Titanit und opake Mineralien + selten Quarz gekennzeichnet. Plagioklas ist stets angewittert und wird teilweise durch Serizit und Epidot ersetzt. Angesichts der Mineralparagenese und der geringen Ausdehnung könnte es sich um einen ursprünglich basischen Gang innerhalb der sauren, ordovizischen Abfolge handeln, der in Folge variszisch metamorph überprägt wurde.

3.1.5. - Thermobarometrie des südalpinen Grundgebirges (M. Marocchi, A Moretti)

Das P-T-Feld des variszischen thermischen Höhepunktes im südalpinen Grundgebirge des Blattes 013 „Meran“ wurde anhand thermometrischer Berechnungen auf Basis des Austausches Fe-Mg in koexistenten Granaten und Biotit (BHATTACHARYA *et alii*, 1992) innerhalb der phyllitischen Glimmerschiefer des nördlichen Abschnittes durchgeführt. Die Ergebnisse sind im P-T-Diagramm in Abbildung 31 aufgeführt: Das rote Feld stellt ein Temperaturintervall zwischen 460 und 520°C bei einem nominalen Druck zwischen 0,3 und 0,5 GPa dar. Die auftretende Mineralparagenese erlaubte keine barometrische Abschätzung, da die Zusammensetzung der verschiedenen, potentiell verwendbaren Phasen, nicht auf

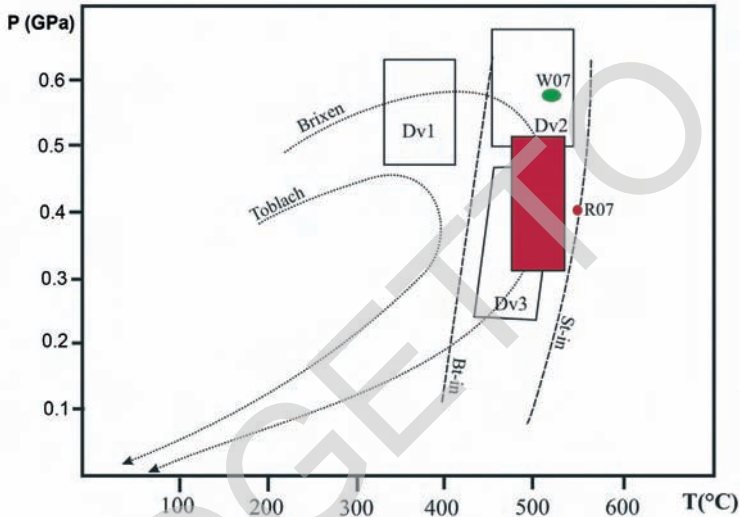


Abb. 31 - P-T-Diagramm mit thermobarometrischen Berechnungen an den Proben des Blattes „Meran“ (rotes Feld). Die Felder Dv1, Dv2 und Dv3 stellen die P-T-Abschätzungen für die verschiedenen Deformationsphasen des Grundgebirges im Bereich von Brixen und Toblach (RING & RICHTER, 1994) dar. Die Stabilitätsgrenzen von Biotit (Bt-in) und Staurolith (St-in) sind nach YARDLEY (1989) wiedergegeben. Thermometrische Vergleichsdaten aus ROFNER et alii, 2007 (R07) und WYHLIDAL et alii, 2007b (W07) sind ebenfalls angeführt.

den thermischen Höhepunkt zurückzuführen ist. Die Daten aus den spezifischen Proben zum Blatt 013 „Meran“ stimmen mit den verfügbaren Daten in der Literatur für das südalpine metamorphe Grundgebirge im Bereich von Brixen (*Bressanone*) und Toblach (*Dobbiaco*) (RING & RICHTER, 1994) sowie mit jüngeren, thermobarometrischen Berechnungen für die Paragenese Muskovit + Albit + Biotit + Granat + Quarz im phyllitischen Grundgebirge im Bereich des Brixner Granits (WYHLIDAL et alii, 2007b) und an Gesteinsproben aus dem Eisacktal, überein.

3.2. - PERMISCHER MAGMATISMUS

Die permische magmatische Aktivität führte neben den mächtigen Abfolgen aus Vulkaniten und Vulkanoklastiten auch zu einer erheblichen Anzahl an subvulkanischen und plutonischen Körpern.

Im Allgemeinen liegt diese magmatische Aktivität zwischen 291 Ma (VISONÀ et alii, 2007) und 285-274 Ma (MAROCCHI et alii, 2008; MORELLI et alii, 2007) und reicht in der Zusammensetzung der Produkte von sauer bis basisch (BARGOSI et alii, 1979 e 1996; DEL MORO & VISONÀ, 1982; DI BATTISTINI et alii, 1988; BARTH et alii, 1993; BONIN et alii, 1993; ROTTURA et alii, 1998a).

Die am meisten vertretene Hypothese führt die magmatische Aktivität auf eine transtensionale bis extensionale Tektonik zurück, wodurch sich in der spröden, oberen Kruste Becken zwischen dextralen Seitenverschiebungen ausbildeten. Die Magmen stiegen entlang dieser Störungen auf und füllten die Becken (MASSARI, 1988; VAI, 1991; DAL PIAZ, 1993; CASSINIS & PEROTTI, 1994).

PLUTONITE, SUBVULKANITE UND GANGGESTEINE

3.2.1. - Kreuzberg-Granodiorit (GMR)

Der Kreuzberg-Granodiorit tritt ovalförmig mit ca. 7 km Länge und 3 km Breite am Ausgang des Ultentals zwischen der Judikarien-Linie und der Völlaner-Linie auf. Im Blattbereich 013 „Meran“ tritt nur der nördlichste Teil des Körpers auf, der im Einschnitt der Falschauer (*Rio Valsura*) aufgeschlossen ist. Die ursprünglichen Kontaktbereiche des Intrusionskörpers zum Nebengestein, den Phylliten der Brixen-Einheit, sind nur an der Westseite erhalten.

Der Granodiorit zeigt ein kompaktes und sehr homogenes Aussehen, die größten Unterschiede liegen in der Verteilung von feinkörnigen, mafischen Einschlüssen, mikrokristallinen Partien und tardiv kristallisierten, unregelmäßigen Aplitpartien. Weiters durchschlagen Zentimeter bis Meter mächtige, helle Aplitgänge den Pluton in sämtliche Richtungen.

Es handelt sich um ein kompaktes, helles Gestein mit ungleichkörnigem, grobkristallinem Gefüge. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Kalifeldspat, milchigweißen Plagioklas und Biotit, mit einer Korngröße von gewöhnlich zwischen 1 und 6 mm (Abb. 32).

Aus petrographischer Sicht handelt es sich um einen Granodiorit/Monzogranit mit idiomorphem Gefüge. Er besteht aus zonierte Plagioklas (An_{58-19}), Quarz, perthitischem Orthoklas, Biotit und wenig Hornblende, die häufig Orthopyroxen-Kerne enthält. Nebengemengteile sind Allanit, Apatit, Zirkon und Ilmenit (BARGOSI *et alii*, 1981; ROTTURA *et alii*, 1997).

In der granodioritischen Masse finden sich feinkörnige mafische Einschlüsse mit einer Größe im Zentimeter- bis Meter-Bereich, die sich vom Umgebungsgestein durch ihre dunkle Farbe abheben. Die Grenzen dieser Einschlüsse zum Granodiorit sind schlierig diffus. Der Geländebefund und die Petrographie lassen darauf schließen, dass eine intensive Interaktion zwischen zwei chemisch unterschiedlichen Magmen stattfand, als diese noch nicht ganz verfestigt waren. Dabei kam es im plastischen Zustand zur Intrusion, Fragmentierung und Dispersion (*mingling-mixing*) der basischen Komponente in der granitischen Hauptmasse. Die feinkörnigen, mafischen Einschlüsse haben eine granodioritisch-tonalitische



Abb. 32 - Typisches Erscheinungsbild des Kreuzberg-Granodiorits mit feinkörnigen, mafischen Einschlüssen.

Zusammensetzung mit Plagioklas, Quarz, Biotit, Orthoklas, Hornblende und selten Pyroxen. Mafische Einschlüsse mit porphyrischer Struktur, Mg-Hornblende und Biotit können von aphyrischen Einschlüssen mit Fe-Hornblende und Fe-Biotit unterschieden werden (ROTTURA *et alii*, 1997).

Jüngst durchgeführte U/Pb-Datierungen an Zirkon ($285,4 \pm 1,6$ Ma und $284,3 \pm 0,7$ Ma) bestätigen die Zuordnung des Granodiorits zum permischen Magmatismus (MAROCCHI *et alii*, 2008).

3.2.2. - Ifinger-Granodiorit (IVG)

Der Pluton tritt großflächig von Meran über den ganzen Rücken Großer Ifinger (*Picco Ivigna*), Kanzel Plattingerspitze (*Il Pulpito*) und Leiterspitze (*Punta della Costa*) auf und bildet einen SW-NE-gerichteten, 1-2 km breiten Streifen. Der Pluton wird im Nordwesten von der Periadriatischen Linie und im Südosten von der Naiftal-Linie begrenzt. Es handelt sich um eine Intrusion mit vergleichbarer Zusammensetzung und Alter wie der Kreuzberg-Granodiorit.

Der Ifinger-Pluton besteht überwiegend aus Granodioriten mit untergeordneten Monzograniten. Er weist eine weißliche Farbe und ein ungleichkörniges, makrokristallines Gefüge auf. Der Mineralbestand umfasst Quarz, Kalifeldspat,



Abb. 33 - *Jfinger-Granodiorit: Mylonitische Deformationsbänder im Granodiorit am Kontakt zur Periadratischen Linie. Zenoburg (S. Zeno), Meran.*

Plagioklas und Biotit mit einer Korngröße zwischen 1 und 6 mm. Das Auftreten von Amphibol ist auf die Granodiorite und die seltenen Tonalite begrenzt. Mitunter treten unregelmäßige Aplitkörper aus einer späten Kristallisation auf. Die Granodiorite werden von zahlreichen hellen Aplitgängen mit mikrokristallinem Gefüge sowie von Pegmatitgängen durchgeschlagen. Diese Gänge sind sehr unterschiedlich orientiert, ihre Mächtigkeit reicht vom Zentimeter bis zum Meter (COMIN-CHIARAMONTI & STOLFA, 1981a und b; MODENA, 1996). Die Randbereiche können auch ein porphyrisches Gefüge zeigen. Zudem treten auch mylonitische Bereiche auf (Abb. 33).

Im Nahbereich der Störungen erscheint das Gestein im Aufschluss örtlich stark zerlegt und bröselig, manchmal sogar zu grobem Grus verwittert.

Aus petrographischer Sicht zeigt das Gestein ein idiomorphes, ungleichkörniges Gefüge mit zonierten Plagioklas-Kristallen (An_{40-22}), Quarz, perthitischem Orthoklas, Biotit, Hornblende. Nebengemengteile sind Allanit, Apatit, Zirkon und Ilmenit (ROTTURA *et alii*, 1998b).

In der granodioritischen Masse finden sich feinkörnige mafische Einschlüsse mit einer Größe im Zentimeter- bis Meter-Bereich, die sich vom Umgebungsgestein durch ihre dunkle Farbe abheben. Die Grenzen dieser Einschlüsse zum Granodiorit sind schlierig diffus. Diese Einschlüsse haben eine granodioritisch-

tonalitische, seltener granodioritische Zusammensetzung und sind analog zu jenen in *GRM* zu interpretieren. Petrographisch gesehen bestehen sie aus Plagioklas (An_{46-22}), Biotit, Quarz, Orthoklas, Amphibol, Klinopyroxen. Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon und Allanit. Im Verhältnis zum umgebenden Granodiorit zeigen die mafischen Einschlüsse eine feinere Körnung und ein porphyrisches bis pseudodoleritisches Gefüge. Häufig sind auch Fließstrukturen vorhanden (ROTURA *et alii*, 1998b).

P-T-Abschätzungen zur magmatischen Verfestigung der Granodiorite anhand thermobarometrischer Berechnungen (Hornblende/Plagioklas) lassen auf eine Platznahme in einer Tiefe von 12 km schließen (ACQUAFREDDA *et alii*, 1997).

Eine Probe des Ifinger-Plutons mit tonalitischer Zusammensetzung (13CM300) aus dem Naiftal ergab ein Alter (U/Pb an Zirkon) von $286,6 \pm 2,9$ Ma, was mit den vorherigen Datierungen des Kreuzberg-Granodiorits übereinstimmt.

3.2.3. - Rhyodazitische Gänge (f_c)

Sie treten nordwestlich der Mittagerhütte und in einem schmalen Streifen entlang der Judikarien-Linie, sowohl im Bereich des Kreuzberg-Plutons in der Gegend von Lana, als auch im Bereich des Ifinger-Plutons in der Gegend von Schenna, auf. Die Gänge stecken in den Phylliten der Brixen-Einheit und in einem einzigen Fall durchschlagen sie auch die andesitischen Tuffe (*ROH*) der basalen Abfolge der permischen Vulkanite.

Es handelt sich um bis zu Zehnermeter mächtige, NE-SW- bis N-S-gerichtete, generell subvertikale Gänge von rhyodazitisch-rhyolitische Zusammensetzung. Örtlich werden sie mit N-S-gerichteter Achse schwach verfaultet.

Man kann zwei Gesteinstypen in den rhyodazitischen Gängen unterscheiden. Der erste ist hell mit ungleichkörnigem Gefüge und Millimeter großen Kristallen von Quarz, Plagioklas und Biotit in einer mikrokristallinen Grundmasse. Der zweite Typ ist von hellgrüner Farbe – in verwittertem Zustand meist hellbraun oder rostbraun – und zeigt ein porphyrisches Gefüge mit idiomorphen, Millimeter großen, generell sehr verwitterten (braun) Feldspat-Phänokristallen, untergeordnet gerundeter Quarz (bis zu 5-6 mm) und Biotit in einer felsitischen bis mikrokristallinen Grundmasse.

Aus petrographischer Sicht sind die Ganggesteine mittel- bis grobkörnig ausgebildet mit einem porphyrischem Gefüge aus Quarz, Plagioklas und Biotit. Der Quarz zeigt Korrosionsbuchten und mitunter einen granophyrischen Rand. Plagioklas ist generell idiomorph, aber vollständig durch Karbonat, Hellglimmer, Albit und Oxide ersetzt. Biotit ist ebenfalls idiomorph und durch Hellglimmer oder Chlorit, braune Oxide und Leukoxen ersetzt. Nebengemengteile sind Apatit und Zirkon. Die Gänge können auch metamorphe Xenolithe enthalten. Die Quarz-Feldspat-Grundmasse reicht von mikrokristallin bis felsitisch (Abb. 34).

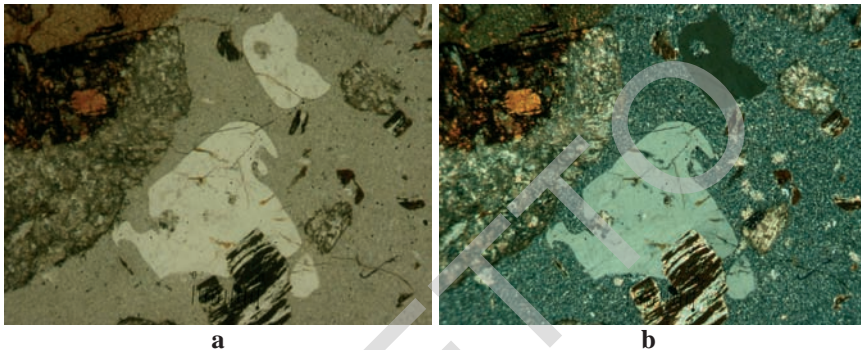


Abb. 34 - *Porphyrische rhyodazitische Gänge (fc)*, Mikroskopaufnahme unter polarisiertem Licht (a) und unter X Nicols (b). *Porphyrisches Gefüge mit korrodiertem Quarz, Plagioklas und Biotit, die vollständig durch sekundäre Mineralien ersetzt sind.*

Nach derzeitiger Meinung stehen die rhyodazitischen Gänge mit den intrusiven Ereignissen von Kreuzberg- und Ifinger-Pluton in Verbindung. Gänge von ähnlicher Zusammensetzung und ähnlichem Gefüge durchschlagen die Phyllite der Brixen-Einheit im angrenzenden Blatt „Eppan“ und haben ein vergleichbares Alter (281,5 und 282,3 Ma) wie die Plutone des Kreuzbergs und Ifingers (MAROCCHI *et alii*, 2008).

Die U/Pb-Datierung an Zirkonen eines Ganges am Nordhang des Öttenbachtals (*Valle di Rio Deserto*, Gesteinsprobe 13AM092) ergab ein Alter von $280,3 \pm 8,1$ Ma. Trotz der großen Schwankungsbreite des Alters ist die Zugehörigkeit dieser Gänge zum permischen Magmatismus ersichtlich.

3.2.4. - *Öttenbach-Rhyodazit (DRD)*

Es handelt sich hierbei um einen kompakten, rhyodazitisch-dazitischen Körper von hellbrauner Färbung. Er besteht aus idiomorphen Feldspat-Phänokristallen im Millimeter-Bereich, Quarz und Biotit in einer mikrokristallinen bis felsitischen Grundmasse. Manchmal weist das Gestein eine magmatische Foliation auf. Der Körper ist im Talschluss des Öttenbachtals (*Valle di Rio Deserto*) an der Grenze zwischen den Quarzphylliten (BSS) und den permischen Vulkanit-Abfolgen aufgeschlossen und bildet einen hundert Meter breiten und ca. 700 m langen, linsenförmigen Körper.

In den gut erhaltenen Bereichen erkennt man am Mikroskop eine mittlere Korngröße und ein porphyrisches Gefüge mit magmatischer Einregelung der Phänokristalle und der Mikrophänokristalle in der Grundmasse. Unter den Phänokristallen erkennt man xenomorphen Quarz mit Korrosionsbuchten, generell idio-

morphe, aber vollständig durch Karbonat, Hellglimmer, Albit und braune Oxide ersetzte Plagioklasrelikte mit polysynthetischer Verzwilligung sowie vollständig durch Hellglimmer und braune Oxide ersetzten, idiomorphen Biotit. Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon und Rutil. Die mikrokristalline Quarz-Feldspat-Grundmasse ist von Karbonat, Hellglimmer und braunen Oxiden durchsetzt.

Gegenüber den geometrisch überlagernden bis nebengelagerten, permischen Vulkaniten hebt sich der Körper morphologisch deutlich ab. Letztere bestehen aus Laven und Pyroklastiten der Hafling-Formation (*AGO*) und aus Ignimbriten *IGG*. Im Liegenden steht der Öttenbach-Rhyodazit in direktem Kontakt zu den südalpinen Phylliten.

Da im Bereich der Übergangszone zu den angrenzenden Vulkaniten die Aufschlüsse fehlen, bleibt der Zweifel, ob es sich um einen Dom mit subaerischer Platznahme oder um einen subvulkanischen Lakkolith handelt. Die beobachteten Gesteinstypen sind mit beiden Hypothesen kompatibel. Intensive metasomatische und autometasomatische Phänomene mit einer stark ausgeprägten Kaolinisierung und Verbreitung von Sulfiden in den Randbereichen des Körpers sprechen allerdings für die Hypothese eines Lakkoliths.

Das Alter wurde anhand der U/Pb-Methode an Zirkon an der Probe 13AM093 aus dem Talschluss des Öttenbachtals (1760 m) bestimmt und ergab $276,0 \pm 1,2$ Ma. Dies deutet auf eine Platznahme des Körpers im Zuge der späteren Zyklen hin, mit einer rhyodazitischen Lavenförderung, die das gesamte Gebiet NW von Terlan infolge des Einbruchs des südöstlichen Abschnittes nach den *IGG*-Ablagerungen kennzeichnet. Somit bestünde eine genetische Verbindung mit dem Terlaner Subvulkanit des Blattes „Eppan“, der eine ähnliche Zusammensetzung und ein vergleichbares Alter aufweist, sowie mit der Hafling-Formation (*AGO*) (MAROCCHI *et alii*, 2005b; AVANZINI *et alii* 2007).

ETSCHTALER VULKANIT-GRUPPE

Die Gesteine des permischen Vulkanismus sind heute über einen mehr als 2000 km² großen Bereich zwischen dem Periadriatischen Lineament im NW und der Valsugana-Linie im SW aufgeschlossen (BARGOSSO *et alii*, 1998; BRANDNER & MOSTLER, 1982). Die permischen Vulkanite und die klastischen kontinentalen Einschaltungen, einschließlich des Basalkonglomerats, werden unter dem Begriff ***Etschtaler Vulkanit-Gruppe*** (*GA*) zusammengefasst. Diese Gruppe wird von zwei bedeutenden, regionalen Diskordanzen begrenzt, der basalen Diskordanz auf dem südalpinen metamorphen Grundgebirge und am Top von den kontinentalen Rotschichten (Grödner Sandstein).

Die Ablagerung der kontinentalen, vulkanischen Abfolge wird von einer zeitgleichen tektonischen Aktivität stark beeinflusst. Die Produkte werden aus Spalten gefördert und bestehen vor allem aus Ablagerungen von pyroklastischen

Strömen (*pyroclastic flow*), untergeordnet aus Lavadomen und Lavaströmen; pyroklastische *Surge*-Ablagerungen und *fall out* Produkte sind noch seltener. Die maximale Mächtigkeit der Vulkanite kann über 2000 m erreichen und zu den Randbereichen hin beträchtlich abnehmen (SELLI *et alii*, 1996). Klastische Sedimente treten in verschiedenen Positionen innerhalb der vulkanischen Abfolge auf, ihre Ablagerungen zeugen von Ruhephasen in der vulkanischen Aktivität und sind sehr stark von der synvulkanischen Tektonik abhängig.

Trotz des permischen Alters lassen sich die Ablagerungsgeometrien der vulkanischen Produkte in gut aufgeschlossenen Bereichen detailliert rekonstruieren (MORELLI *et alii*, 2007; MAROCCHI *et alii*, 2008). Insbesondere extrusive Körper wie Dome und Ströme sind noch sehr gut erkennbar. Sie können aus Gesteinen mit einem verschieden großen Anteil an Phänokristallen bestehen, die sowohl massig als auch blockig ausgebildet sein können oder eine markante Bänderung durch ein magmatisches Fließgefüge aufweisen. Die pyroklastischen Ablagerungen tendieren die von den Lavagebäuden und synvulkanischer Dehnungstektonik gebildeten Senken aufzufüllen. Die Pyroklastite zeigen im Allgemeinen tafelige Geometrien mit markanten Fließstrukturen u./o. Kompaktionsstrukturen (Flammen) und Schichtung.

Innerhalb der Etschtaler Vulkanit-Gruppe wurden verschiedene Formationen unterschieden, in Übereinstimmung mit dem angrenzenden Blatt 026 „Eppan“ (Autorenkollektiv, 2007). Für die Beschreibung der verschiedenen pyroklastischen Einheiten wurde die Klassifikation nach FISHER & SCHMINCKE (1984) auf Basis der Korngrößen der pyroklastischen Fragmente verwendet (Abb. 35).

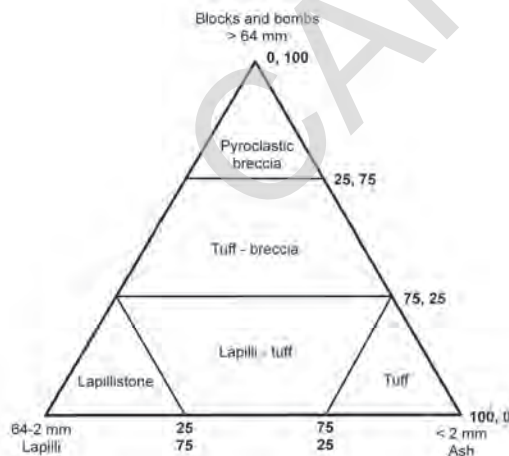


Abb. 35 - Klassifikationsdiagramm der pyroklastischen Fragmente (aus FISHER & SCHMINCKE, 1984).

3.2.5. - Basalkonglomerat Auct. (CGB)

Das Basalkonglomerat umfasst klastische Sedimente kontinentaler Fazies in Wechsellagerung mit den ersten Produkten des permischen Vulkanismus. Sie entsprechen dem „Waidbrucker Konglomerat“ Auct. (*“Conglomerato di Ponte Gardena”*). Im vorliegenden Kartenblatt tritt die Formation diskordant und direkt auf den Quarzphylliten (BSS) an der Basis der permischen Abfolge auf. Typische Aufschlüsse finden sich im Sarntal (*Val Sarentino*), im Bereich des Runggenbachs (*Rio dei Ronchi*) und entlang des Öttenbachertales (*Valle di Rio Deserto*). Eine kleine tektonische Schuppe ist im Liegenden der Naiftal-Linie bei Vernaun (*M. Vernone*) aufgeschlossen.

Es handelt sich um Konglomerate und untergeordnet Sandsteinlagen mittlerer bis sehr großer Mächtigkeit. Die einzelnen Lagen haben im Allgemeinen eine ausgeprägt linsenförmige Geometrie mit erosiver Untergrenze. Generell sind sie massig ausgebildet, zeigen aber auch Kreuzschichtung (Abb. 36a). Die Konglomerate bestehen aus gut gerundeten, Zentimeter bis Dezimeter großen Klasten, die in einer mittel- bis grobkörnigen, sandigen Matrix von grauer bis rosaroter Färbung eingebettet sind (Abb. 36b). Es kommen sowohl komponenten- als auch matrixgestützte Niveaus vor. Als Klasten sind metamorpher Quarz, geschieferte metamorphe Lithoklasten und untergeordnet Vulkanite verschiedenster Zusammensetzung vorhanden. Grau-braune Sandsteine treten eher untergeordnet auf. Diese sind mittel- bis sehr grobkörnig ausgebildet und treten in nicht gradierten, massigen Lagen mit einer parallel verlaufenden Lamination (selten Kreuzschichtung) auf.

Unter dem Mikroskop zeigt die Sandsteinmatrix das Auftreten von Klasten aus metamorphem Quarz, gneisischen Gesteinen, Phylliten sowie zahlreiche Plagioklas-reiche andesitische Klasten. Matrix/Zement aus Quarz-Feldspat ist felsitisch ausgebildet und mit Karbonat durchsetzt.



Abb. 36 - Basalkonglomerat: a) Partien mit Kreuzschichtung; b) Detail der verschiedenen Lithoklasten, die das Gestein aufbauen (Vulkanitklasten rot, die weißen bestehen aus metamorphem Quarz, die grauen aus Metamorphiten). Runggenbach (Rio dei Ronchi), Sarntal (Val Sarentino).

Die Ablagerung des Basalkonglomerats geht auf die subaerische Erosion des metamorphen Grundgebirges zu Beginn der permischen vulkanischen Aktivität zurück.

3.2.6. - *Laugen-Formation (MLC)*

Die vulkanischen Ablagerungen dieser Formation gehen auf eine intensive Ausbruchstätigkeit mit ausgedehnten Lavaströmen und der wiederholten Bildung von großen Lavadomen zurück. Die einzelnen effusiven Ereignisse werden von mächtigen Blocklaven oder autobreccierten Laven, von ebenso mächtigen, diskontinuierlichen pyroklastischen Lagen und von klastischen Sedimenten, welche in kleinen angrenzenden Becken abgelagert wurden, voneinander getrennt. Die besten Aufschlussverhältnisse herrschen im angrenzenden Blatt „Eppan“ (AVANZINI *et alii*, 2007).

Im Blatt „Meran“ treten die Ablagerungen der Laugen-Formation im Etschtal an der Basis der dort aufgeschlossenen, stratigraphischen Abfolge auf.

Es handelt sich um sehr kompakte, rhyodazitische Laven mit weitständigen, unregelmäßigen Klüften. Die meist rotbraune Farbe wechselt lokal zu violett oder grün. Das Gestein zeigt sowohl massige, als auch Fließgefüge mit regelmäßiger Lamination. Speziell in den Aufschlüssen auf der linken Seite des Etschtales sind Fließgefüge mit subvertikaler, seitlich flacher ausgebildeter Lamination zu beobachten (Abb. 37a). Dies dürfte auf Akkretionsdome um die Klüfte mit austretender Gesteinsschmelze hinweisen.

Das Gestein zeigt ein porphyrisches Gefüge mit zahlreichen idiomorphen Phänokristallen von intensiv rosafarbenem Plagioklas (2-4 mm), Biotit, Pyroxen und seltener Quarz in leicht gerundeten, mehrere Millimeter großen Individuen. Die Kristalle schwimmen in einer homogenen Grundmasse, die mit der Lupe nicht aufzulösen ist (Abb. 37b).

Lokal treten Blocklaven auf. Diese Abschnitte sind charakterisiert durch subangulare, Zentimeter bis mehrere Dezimeter große Blöcke, die sich fast berühren und in einer homogenen Masse eingeschweißt sind, welche manchmal Fließstrukturen zeigt. Die petrographische Zusammensetzung der Blöcke und der Grundmasse entspricht jener der Laven.

Das Gestein ist mittel- bis grobkörnig mit einem Porphyritätsindex zwischen 30 und 40. Als Phänokristalle treten meist idiomorphe Plagioklase in symplektischen und glomeroporphyrischen Aggregaten auf, die manchmal in durchsichtigen Albit mit Mosaikmuster umkristallisieren. Meist sind diese durch Serizit, Chlorit, Kalzit und Tonminerale ersetzt. Quarz tritt häufig zerbrochen und in gerundeten Kristallen mit Korrosionsbuchten auf. Biotit wird meist durch Chlorit, Serizit, opake Mineralien und Quarz ersetzt; Pyroxen ist immer vollständig durch Chlorit, Serizit und opake Mineralien ersetzt. Als Nebengemengteile findet man



Abb. 37 - Laugen-Formation: a) rhyodazitische Laven mit deutlichem, subvertikalem Fließgefüge; b) Detail der Laven mit Phänokristallen von Plagioklas und Quarz. Borgo Vittoria, Sinich (Sinigo).

langprismatischen Apatit, vor allem in den mafischen Phasen und in der Grundmasse, sowie idiomorphen Zirkon. Die Grundmasse besteht aus einem mikrokryptokristallinen Quarz-Feldspat-Aggregat. Ihre Struktur ist im Allgemeinen flockig mit perlitischen Rissen, was auf die Rekristallisation einer homogenen, glasigen Komponente zurückzuführen ist.

3.2.6.1. - Epiklastite (MLC_p)

Die Fazies der Epiklastite ist sehr variabel und umfasst Murschuttablagerungen bis zu Seesedimenten. Sie treten am Hang oberhalb von Lana und entlang des Sinichbaches (*Rio Sinigo*) auf. In diesem Bereich stellen die Epiklastite die ältesten, aufgeschlossenen Ablagerungen dar und werden von schlecht gradierten bis ungeordneten Konglomeraten, untergeordnet von Sandsteinen in mitteldicken bis dicken Bänken gebildet. Die einzelnen Schichten zeigen eine planare Geometrie im Aufschluss, eine linsenförmige im größeren Maßstab. Die Konglomerate bestehen aus gut gerundeten Klasten im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich, die in eine mittel- bis grobkörnigen sandigen Grundmasse eingebettet sind. In diesen Schichten kann man eine Ausrichtung der Klasten beobachten, die sich in Lagen konzentrieren und mit der Längsseite parallel zur Schichtung einregeln. Als Klasten treten metamorpher Quarz, Schiefer, Phyllite und Quarzite, aber auch vulkanische Klasten mit unterschiedlicher Zusammensetzung auf. Komponentengestützte Lagen sind selten vorhanden. In den chaotisch angeordneten Lagen beobachtet man häufiger das Auftreten von kantigen, überdurchschnittlich großen (bis zu 1 m) vulkanischen Klasten, die auf den Abtrag der älteren Lavaströme derselben Formation zurückgehen. Die Sandsteine sind mengenmäßig untergeordnet, nur in den obersten Abschnitten überwiegen sie deutlich. Die Sandsteine bestehen aus dunkelgrau-grünlichen, mittel- bis grobkörnigen, nicht gradierten, massigen



Abb. 38 - *Laugen-Formation*: Lapilli-Tuffe mit zahlreichen Flammen und Lithoklasten des metamorphen Grundgebirges am Top der Epiklastite. Gampenpass-Straße (Passo Palade), Völlan (Foiana).

Lagen mit einer parallel verlaufenden Lamination und seltener Kreuzschichtung. Häufig findet man darin schichtparallel angeordnete Lagen von Zentimeter- bis Millimeter großen Klasten.

Örtlich kommen am Top der Epiklastite Meter mächtige pyroklastische Lagen aus ignimbritischen Lapilli-Tuffen vor (Abb. 38). Zudem treten Konglomerate auf, die hinsichtlich ihrer Zusammensetzung und Fazies identisch mit jenen im Basalkonglomerat (CGB) sind. Dies legt den Schluss nahe, dass noch ausgedehnte Bereiche des metamorphen Grundgebirges der Erosion ausgesetzt waren.

Andere Ablagerungen bestehen aus glimmerreichen, grauen Silt- und Feinsandsteinen in dünnen bis mittleren Lagen mit Rippeln auf den Schichtoberflächen. Die Siltsteine und Feinsandsteine treten in einer engen Wechsellagerung mit dunklen, lokal bituminösen Peliten auf; in einigen dieser Lagen findet man dunkle Karbonatlagen. Manchmal kann man auf den Schichtoberflächen Tetrapodenfährten erkennen. Außerdem kommen in den Lagen entlang des Sinichbaches zahlreiche Pflanzenreste vor.

3.2.7. - *Runggenbach-Formation* (ROH)

Diese Formation tritt sowohl im Etschtal als auch im Sarntal (*Val Sarenti-*

no) auf. Im Etschtal tritt die Runggenbach-Formation im Bereich des Naiftals (*Val Nova*) zutage, wo sie die Laugen-Formation überlagert. Im Sarntal ist die Formation im Bereich des Runggenbaches (*Rio die Ronchi*) knapp westlich von Sarnthein (*Sarentino*) aufgeschlossen, wo sie direkt auf dem Basalkonglomerat (CGB) oder dem metamorphen Grundgebirge liegt.

Es handelt sich um eine komplexe Abfolge aus generell gut geschichteten, vulkanoklastischen Sandsteinen, andesitischen bis rhyodazitischen Tuffen sowie rhyodazitischen Lapilli-Tuffen und Tuffbreccien.

An der Basis der Abfolge treten überwiegend Sandsteine auf, die aber nur im Sarntal (*Val Sarentino*) aufgeschlossen sind. Sie zeigen mitteldicke bis mächtige, regelmäßig ausgebildete und generell massige Schichtpakete. Selten kommen Abschnitte mit planparalleler Lamination vor, häufiger treten hingegen Lagen und Taschen mit Zentimeter großen Klasten aus metamorphem Quarz, Phylliten und Vulkaniten auf (Abb. 39).

Die Sandsteine sind grau-grün gefärbt, mittel- bis feinkörnig, seltener grobkörnig. Mit Hilfe der Lupe sind Plagioklas, seltener Quarz und mafische Mineralien zu erkennen. Der größte Teil der Sandstein-Klasten geht auf eine Umlagerung der primären Bildungen aus andesitischen Aschen und Tuffen zurück. Örtlich erkennt man pelitische Einschlüsse und Pflanzenreste.

Am Mikroskop zeigen die Sandsteine (mittel- bis feinkörnige Fazies) kantige



Abb. 39 - Runggenbach-Sandsteine: Basaler Abschnitt einer Schicht mit Klasten aus Grundgebirgs-Metamorphiten und aus Vulkaniten. Runggenabch (Rio dei Ronchi), Sarntal (Val Sarentino).

Lithoklasten aus Andesiten mit Plagioklas- und Pyroxen-Phänokristallen in einer oxidierten oder chloritisierten, opazitischen Grundmasse, isolierte Kristallfragmente von Plagioklas und Pyroxen, die durch Karbonat und Chlorit ersetzt sind. Selten treten Klasten aus magmatischem Quarz sowie phyllitische Lithoklasten auf. Die Grundmasse/Zement ist in den Zwischenräumen mit Chlorit und Serizit verfüllt.

Die Tuffe zeigen eine mittel-feine Schichtung und meist eine dunkelgraue oder schwarz-grünliche Farbe. Generell weisen die Schichten eine homogene massige Struktur auf, manchmal kann man dünne, parallele Lamination oder Kreuzlaminationen (*Surge*-Ablagerungen) beobachten (Abb. 40a). Die Körnung ist vorwiegend fein bis sehr fein; selten sind mittelkörnigen Lagen vorhanden, in denen mit Hilfe einer Lupe kleine weiße Plagioklas-Phänokristalle zu erkennen sind. Einige Lagen zeigen Einregelungen von aphanitischen, mitunter schlackigen Einschlüssen. Örtlich treten Millimeter große Pisolite in konzentrischen Schalen auf. Häufig wechseln diese Lithologien mit laminierten u./o. gradierten Lagen von grobkörnigeren Tuffen von rosaroter bis beiger Farbe, in denen man reichlich rosa Feldspat und Quarz erkennen kann (Abb. 40b).

Die feinkörnigen Tuffablagerungen zeigen eine andesitische Zusammensetzung und ein Kornspektrum von Aschen ($< 1/16$ mm) bis zu Kristallen (1/16–2 mm) und Lapilli (> 2 mm). Sie bestehen aus vorwiegenden Lavenfragmenten mit einer Korngröße zwischen 1/16 und 2 mm und wenigen Klasten über 2 mm. Es handelt sich um andesitische Laven aus tafeligem Plagioklas und mafischen Mineralien, die durch Chlorit ersetzt wurden. Diese Mineralien sind in einer fluidalen Grundmasse mit Plagioklas-Mikrokristallen eingebettet, die manchmal aufgrund reichlicher Fe-Oxide getrübt ist. Daneben treten noch Fragmente von blasenreichen, andesitischen Laven, rhyodazitischen Ignimbriten sowie mittel-feinen bis feinkörnigen Aschenlagen auf. Es wurde auch ein Klast kumulitischer Herkunft (tief in der Magmenkammer kristallisiert) aus Plagioklas und mafischen



Abb. 40 - Runggenbach-Formation: a) andesitische Tuffe mit Kreuzlamination (*Surge*-Ablagerung); b) Wechsellagerung von dunklen, feinen andesitischen Tuffen und groben, rhyodazitischen Tuffen. Metznerhof (L'Eremita), Naifbach (Rio di Nova).

Mineralien, die durch Karbonat ersetzt wurden, beobachtet. Isolierte Plagioklas-kristalle und seltene Quarzkristalle kommen ebenso vor. Die Klasten sind in eine Grundmasse aus Chlorit und Karbonat eingebettet. Als Nebengemengteile treten opake Mineralien, Apatit, Allanit und Zirkon auf.

Die grobkörnigeren, rosafarbenen Tufflagen sind komponentengestützt und zeigen kantige Klasten von dazitisch-rhyodazitischer Zusammensetzung mit Plagioklas, Quarz und Biotit in einer mikrokristallinen Quarz-Feldspat-Grundmasse. Dieselben Mineralphasen treten auch in Form von isolierten Kristallen auf. An-desitische Lithoklasten sind seltener zu finden. Auch in diesem Fall sind die Zwischenräume mit Chlorit und Karbonat verfüllt.

3.2.7.1. - Rhyodazitische Lapilli-Tuffe (ROH_a)

Sie treten im Bereich des Runggenbaches (*Rio dei Ronchi*, 50 m Mächtigkeit) auf, wo sie das Top der Formation darstellen. Daneben kommen diese Lapilli-Tuffe noch im Naiftal (*Val Nova*) vor, wo sie im mittleren-oberen Abschnitt der Formation eine 80–100 m mächtige Einschaltung innerhalb der Tuffe bilden. Seltene isolierte Lagen dieser Lapilli-Tuffe treten auch in den vorher beschriebenen Tuffen selbst auf.

Es handelt sich um gut geschichtete, rhyodazitische Lapilli-Tuffe von mittlerer bis feiner Korngröße und zahlreichen ausgebildeten Kristallen. Die dicken bis sehr dicken Schichtbänke zeigen sowohl ein massiges, als auch ein deutlich parallel zur Lagerung der Fließeinheit orientiertes Gefüge mit zahlreichen, porphyrischen Flammen (Abb. 41a). Das Gestein weist eine unregelmäßige Klüftung und eine beige bis hellrosarote Färbung auf. Mit der Lupe erkennt man reichlich Feldspat, mafische Mineralien und Quarz.

Aus petrographischer Sicht zeigt das Gestein ein stark orientiertes, klastisches Gefüge mit zahlreichen Lapilli und kristallinen Aschen in einer Grundmasse aus einem felsitischen kryptokristallinen Quarz-Feldspat-Aggregat und diffus verteiltem Chlorit. Folgende Kristallklasten sind zu erkennen: idiomorphen bis zerbrochenen Plagioklas, der in Albit-Serizit-Aggregate umgewandelt wurde; Quarz in Form von großen, gerundeten Kristallen mit ausgeprägten Korrosionsbuchten sowie in Form kleiner Bruchstücke; idiomorpher Biotit, stark deformiert und durch Chlorit, Leukoxen und andere opake Mineralien ersetzt; Pyroxen, vollständig durch grünen Chlorit und seltener opake Mineralien ersetzt. Vereinzelt tritt noch Sanidin auf. Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon und verschiedene opake Mineralien. Es treten zahlreiche Flammen mit porphyrischem Gefüge auf, die ebenfalls die vorhin beschriebene Mineralvergesellschaftung in einer (ursprünglich glasigen) sattgrünen Grundmasse aus Chlorit aufweisen. Die Lithoklasten werden von porphyrischen Lavenfragmenten rhyodazitischer Zusammensetzung



Abb. 41 - Runggenbach-Formation: a) rhyodazitische Lapilli-Tuffe mit deutlich orientierten Bimssteinen mit porphyrischem Gefüge und kleineren, grünen Andesit-Lithoklasten (Runggenbach/Rio dei Ronchi); b) Tuffbreccien-Lagen mit chaotischem Gefüge und laminierte Tuffe (Kiendlhof/Maso Kiendl).

dargestellt; seltener treten aufgearbeitete Andesite oder Metamorphite auf.

Im Bereich des Naiftals (*Val Nova*) sind im Bereich Kiendlhof (*Maso Kiendl*) Mehrmeter mächtige Linsen und Lagen von Tuffbreccien mit chaotischem Erscheinungsbild (Abb. 41b) aufgeschlossen. Sie wechseln mit laminierten Tuffen. Die Tuffbreccien bestehen aus zahlreichen, kantengerundeten Lithoklasten von dazitisch-rhyodazitischen Laven mit Plagioklas, Quarz und mafischen Mineralien in einer Grundmasse aus rhyodazitischen Aschen und Lapilli.

Die Mächtigkeit der Runggenbach-Formation schwankt erheblich und erreicht maximal 300 m im Bereich des Naiftals. Sie stellt das Produkt einer pyroklastischen und epiklastischen Ablagerung mit vorwiegend feiner Körnung und andesitischer Zusammensetzung dar. Daneben treten bedeutende Einschaltungen von grobkörnigeren, rhyodazitischen Pyroklastiten auf.

Die Probe 13AM091 aus den Lapilli-Tuffen (ROH_a) im Talschluss des Runggenbachtals (*Rio dei Ronchi*) wurde anhand der U/Pb-Methode an Zirkonen auf ein Alter von $279,0 \pm 3,3$ Ma datiert. Dieses Alter ist mit jenem der Laven der Laugen-Formation im angrenzende Blatt „Eppan“ ($279,6 \pm 1,1$ und $278,4 \pm 1,5$ Ma) vergleichbar. Es ist anzunehmen, dass die Formation zumindest teilweise lateral mit *MLC* verzahnt.

3.2.8. - Sarnthein-Formation (*RTO*)

Es handelt sich hierbei um eine vulkanische Einheit in Lavenfazies von andesitisch-rhyodazitischer Zusammensetzung. Diese Formation ist im Sarntal (*Val Sarentino*) aufgeschlossen, wo sie diskordant allen stratigraphisch tiefer gelegenen Einheiten (*CGB*, *MLC* und *ROH*) bzw. in einigen Fällen direkt dem metamor-

phen Grundgebirge aufliegt. Sie tritt auch im Etschtal zwischen Burgstall (*Postal*) und dem Naiftal (*Val di Nova*) zutage, wo sie zwischen Laugen-Fm. und Runggenbach-Fm. an der Basis und der Leonburg-Formation am Top eingeschaltet ist. Die Mächtigkeit der Sarnthein-Formation reicht von 0 bis 100 m.

Das Gestein zeigt eine dunkelrote, violette bis dunkelgraue, manchmal auch grünliche Färbung, ein porphyrisches Gefüge mit seltenen, rosafarbenen bis weißen, idiomorphen Plagioklaskristallen, die in einer homogenen, mit der Lupe nicht auflösbaren Grundmasse eingebettet sind (Abb. 42a). Quarz-Phänokristalle treten selten auf. Generell zeigen die Aufschlüsse ein chaotisches Gefüge mit Blocklaven im Meterbereich, die in eine Matrix mit derselben Zusammensetzung eingeschweißt sind (Blocklaven u./o. autobreccierte Laven, Abb. 42b).

Seltener kommen hingegen massige Fazies oder solche mit Fließstrukturen vor. Generell überwiegen in den oberen Abschnitten der Formation Lithologien mit einer violetten Färbung und deutlich erkennbaren Feldspat-Phänokristallen sowie unterschiedlichen Mengen an Quarz (Dazit). Im Bereich von Sinich (*Sinigo*) sind in den Blocklaven im unteren Hangabschnitt der linken Etschtalflanke dünnmächtige Einschaltungen (10–20 m) von Sandsteinen und feinkörnigen Konglomeraten vorhanden.

Petrographisch gesehen zeigen die andesitischen Lithotypen (Abb. 43a) porphyrische Fließgefüge, porphyrisch-seriale oder glomeroporphyrisches Gefüge mit idiomorphen Plagioklas- und Pyroxen-Phänokristallen in einer Grundmasse aus kleinsten Plagioklasen und aus opaken Mineralien, diffus bis flächig verteiltem Chlorit und Karbonat. Generell erscheint der Plagioklas frisch und von Serizit, Chlorit und opaken Mineralien bzw. Karbonatplättchen durchsetzt. Pyroxen wird vollständig durch Chlorit, opake Mineralien, Epidot und teilweise Karbonat ersetzt.

Die dazitischen Fazies (Abb. 43b) zeigen ein porphyrisches Gefüge und eine



Abb. 42 - Sarnthein-Formation: a) andesitischen Laven mit Blockgefüge; b) Detail der Laven: Seltene Plagioklas-Phänokristalle in einer mit der Lupe nicht auflösbaren Grundmasse. Unterplatter (Plat inferiore), Sinich (Sinigo).

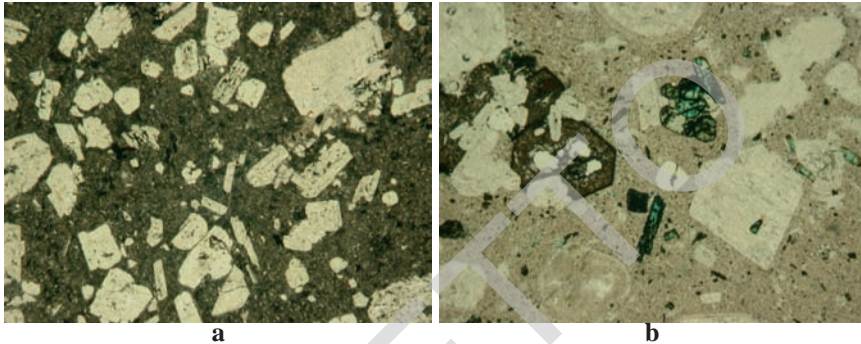


Abb. 43 - *Sarnthein-Formation (RTO)*: Mikroskopaufnahmen bei parallelen Nicols: a) andesitische Laven, porphyrisches Gefüge mit dominierenden Plagioklas-Phänokristallen in einer Grundmasse aus kleinsten Plagioklasen und opaken Mineralien; b) Dazitische Laven, porphyrische Struktur mit Phänokristallen von Plagioklas, Biotit, Pyroxen und Quarz in einer Grundmasse mit Fließgefüge.

scharfe Korngrenze zwischen den Phänokristallen (Plagioklas, Quarz, Pyroxen, Biotit) und der Grundmasse, die aus sehr kleinen bis kryptokristallinen Plagioklasen mit teils Fließstrukturen und vergesellschafteten opaken Mineralien und Chlorit besteht. Die Plagioklas- und Pyroxen-Phänokristalle zeigen dieselben Eigenschaften wie in den andesitischen Lithotypen mit einer ausgeprägten Zonierung der Plagioklase. Quarz tritt in Form von zerbrochenen Kristallen mit deutlichen Korrosionsbuchten auf. Biotit tritt teilweise noch klar und mit Pleochroismus auf, mitunter zeigt er am Rand eine Umwandlung in opake Mineralien oder Karbonat. Als einziges Nebengemengteil tritt Apatit als Einsprengling im Biotit auf.

3.2.9. - *Leonburg-Formation (ICL)*

Es handelt sich um die ältesten pyroklastischen Produkte von größerer Mächtigkeit und Ausdehnung, die im nordwestlichen Abschnitt der Etschtaler Vulkanit-Gruppe vorkommen. Sie sind mit einer Mächtigkeit zwischen 50 und 200 m auf der linken Seite des Etschtals und mit geringerer Mächtigkeit (20–30 m) im Naiftal (*Val di Nova*) und im Sarntal (*Val Sarentino*) aufgeschlossen. Die Untergrenze ist scharf und parakonkordant zu *MLC* und *RTO*.

Aus lithologischer Sicht handelt es sich um verschweißte Lapilli-Tuffe rhyodazitische Zusammensetzung. Das Gestein ist unterschiedlich kompakt und hat meist eine dunkel- bis weinrote Farbe, lokal (v. a. an der Basis) kann es eine grau-grüne Färbung annehmen. Die Gesteine zeigen eine grobe Schichtung im Meter- bis Zehnermeter-Bereich mit unregelmäßigen Schichtoberflächen. Das Gestein erscheint im Allgemeinen massig, zeigt jedoch Einregelungen parallel zur Fließrichtung des pyroklastischen Stroms. Die Klüftung ist generell unregel-

mäßig ausgebildet und weitständig. Örtlich kann man ein gut ausgeprägtes Flammengefüge mit Zentimeter großen Flammen beobachten. Weiters treten Zentimeter große Lithoklasten von aphanitischen, roten Vulkaniten auf. Das porphyrische Gestein besteht aus zahlreichen kleinen (1–2 mm), weißen Feldspäten, Quarz und untergeordnet Biotit, eingebettet in einer homogenen, mit der Lupe nicht auflösenden Grundmasse (Abb. 44). In den basalen Abschnitten sind die Kristalle meist etwas größer und Lithoklasten treten relativ häufig auf. Die Bildung der Leonburg-Fm. ist wahrscheinlich auf die Ablagerung mehrerer Ignimbitströme zurückzuführen.

Petrographisch erkennt man ein orientiertes klastisches Gefüge aus Lapilli und kristalliner Asche (40–50 %) in einer kryptokristallinen-glasigen Matrix. Diese zeigt ein Fließgefüge mit sphärolithischen Bereichen und diffuser Oxidation. Als Phänokristalle findet man Plagioklas, durch Albit, Serizit und Kalzit ersetzt, Quarz in kantigen Bruchstücken oder kantengerundet mit tiefen Korrosionsbuchten, Biotit, deformiert und von opaken Mineralen ersetzt, sowie schließlich Pyroxen, vollständig durch Chlorit, Serizit und opake Mineralen ersetzt. Als Nebengemengteile treten Zirkon, Apatit und allanitischer Epidot auf. Die Flammen haben eine porphyrische Struktur mit Plagioklas, Quarz und Biotit in einer mikrokristallinen, durch Zusammendrücken verformten Grundmasse. Die Lithoklasten bestehen vorwiegend aus porphyrischen, rhyodazitischen Laven mit



Abb. 44 - Leonburg-Formation: Rhyodazitische Ignimbite von generell roter Farbe. Unterplatter (Plat inferiore), Sinich (Sinigo).

Plagioklas-, Quarz- und Biotit-Phänokristallen in einer stark chloritisierten, felsitischen Grundmasse mit perlitischen Rissstrukturen. Örtlich wurden magmatische Lithoklasten aus Plagioklas, Biotit und Granat mit granophyrischer Struktur beobachtet.

3.2.9.1. - Laven (ICL_a)

Im Vergleich zu der im angrenzenden Blatt „Eppan“ kartierten Formation sind im vorliegenden Kartenblatt nicht nur die typisch ignimbritische Fazies, sondern auch Laven weit verbreitet. Diese bilden insbesondere einen 4 km langen und bis zu 400 m breiten, linsenförmigen Körper zwischen dem Sinichbach (*Rio Sinigo*) und dem Eingang des Naiftals (*Val di Nova*). Der Übergang zu den ignimbritischen Fazies ist scharf und erfolgt in *Onlap*-Geometrie entlang eines wahrscheinlichen Ablagerungshanges. Die Ignimbrite gleichen hierbei den ursprünglichen Höhenunterschied aus und zeigen die geringste Mächtigkeit (wenige Meter) in den mächtigsten Lavabereichen (Sinichbach), bzw. eine zunehmende Mächtigkeit Richtung Süden, wo die Laven ausdünnen. Der beschriebene Körper entspricht wahrscheinlich einem begrenzten Lavadom, der sich kurz vor der explosiven Pyroklastitförderung bildete.

Die Laven zeigen dieselbe Färbung und mineralogische Zusammensetzung wie die Ignimbrite und haben ein porphyrisches Gefüge mit durchschnittlich größeren Phänokristallen als die Lapilli-Tuffe. Im Hangenden beobachtet man eine deutliche Abnahme der mittleren Korngröße. Das Gestein zeigt generell ein masiges Gefüge, nur selten treten Fließstrukturen auf.

Die rhyodazitischen Laven dieser Formation zeigen ein porphyrisch-seriales Fließgefüge mit einem hohen Porphyritätsindex und Phänokristallen von Quarz, Biotit und Pyroxen in einer felsitischen, flockig rekristallisierten Grundmasse, mit sphärolithischem, faserig-strahligem Gefüge und reichlicher Hämatitkristallisation. Die Plagioklas-Phänokristalle sind in Albit und Serizit umgewandelt und zeigen Einschlüsse aus Karbonat und opaken Mineralien. Quarz ist generell korrodiert (*embayed*) und stark zerbrochen. Biotit ist oftmals frisch mit einem opazitischen Kornrand, mitunter auch vollständig durch opake Mineralien ersetzt. Pyroxen wird vollständig durch opake Mineralien und Chlorit ersetzt. Als Nebengemengteile treten Apatit als Einschluss im Biotit sowie Zirkon auf.

3.2.9.2. - Epiklastite (ICL_b)

Am Top der Leonburg-Fm. liegen im Bereich zwischen Greter (*Novale*) und dem Sinichbach (*Rio Sinigo*) vulkanoklastische Sedimentablagerungen von 20–

30 m Mächtigkeit, die aus mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen und untergeordnet Siltsteinen und Peliten bestehen. Die Sandsteine zeigen Dezimeter mächtige, massige Schichtbänke, seltener treten planparallele Laminationen auf. Örtlich und generell am Top der Abfolge treten Konglomerate aus unterschiedlich großen Klasten mit chaotischem Gefüge in einer grobkörnigen, sandigen Matrix auf.

Diese Ablagerungen gehen auf die Erosion der kurz davor abgelagerten Formation und die darauf folgende Sedimentation in kurzlebigen und begrenzten Becken während einer Ruhephase der vulkanischen Aktivität zurück. Wenig südwärts, am Aschlbach (*Rio Eschio*), folgen oberhalb der Ignimbrite der Leonburg-Fm direkt und mit aufgeschlossenem Kontakt die Ignimbrite der überlagernden Gargazon-Formation.

3.2.10. - Gargazon-Formation (IGG)

Diese Formation tritt mit erheblicher Mächtigkeit in einem weiten Bereich, sowohl im Etschtal (*Val d'Adige*) mit bis zu 900 m Mächtigkeit, als auch im Sarntal (*Val Sarentino*) mit bis zu 400 m Mächtigkeit auf. Es handelt sich um eindrucksvolle Ignimbrit-Lagen, die aus mehreren verschweißten, teilweise durch dünne *Surge*-Ablagerungen getrennten Fließkörpern bestehen und einen großen Teil der Etschtaler Vulkanit-Gruppe ausmachen. Diese Förderprodukte füllen die in den vorherigen Phasen entstandenen Senken auf. Die Gargazon-Fm. überlagert mit scharfer, parakondanter oder diskordanter Untergrenze die Sarnthein- und Leonburg-Fm. oder direkt das metamorphe Grundgebirge.

Die Formation besteht aus sehr homogenen und extrem kompakten rhyodazitischen Lapilli-Tuffen von schwarzer oder dunkelgrau-grünlicher Farbe, die aufgrund der starken Oxidation entlang von Klüften einen violetten Rotton annehmen können (Abb. 45a). Diese Färbung kann auch vorherrschen und die ursprüngliche Farbe vollständig ersetzen. In Bereichen, wo das Gestein hydrothermalen Alteration oder autometasomatischen Prozessen ausgesetzt war, erscheint es weißlich und/oder gelblich und verliert an Festigkeit. Die der Verwitterung ausgesetzten Flächen zeigen hellgraue und orange Farben. Das Gestein wird im Allgemeinen von subvertikalen Klüften in sehr regelmäßige Platten (1–30 cm) zerlegt. Diese Eigenschaft charakterisiert den unteren Teil der Formation, die oberen Abschnitte zeigen hingegen ein massiges Gestein mit wenig regelmäßiger Klüftung sowie eine rot-violette bis violett-graue Farbe. Am Top überwiegen Fazies mit selteneren Kristallvorkommen und rot-violetter Färbung, die vielfach von diffusen Flammen begleitet werden, wodurch die Gesteine ein markant foliiertes Erscheinungsbild annehmen. Teilweise sind dünne Einschaltungen von laminierten und gradierten Tuffen zu beobachten.

Das Gesteinsgerüst besteht aus zahlreichen Phänokristallen (1–3 mm) von



Abb. 45 - Gargazon-Formation: a) rhyodazitische Ignimbrite mit deutlicher Klüftung und dunklen, aphanitischen Flammen (Sinichbach/Rio Sinigo, bei Schloss Fragsburg/Castel Verruca); b) rhyodazitische Ignimbrite mit großen, porphyrischen juvenilen Einschlüssen (St. Kathrein in der Scharte/S. Caterina, Hafling/Avelengo).

weißem und/oder hellrosafarbenem Plagioklas, Quarz und Biotit in einer homogenen, mit der Lupe nicht auflösenden Grundmasse. Sehr zahlreich treten auch die Zenti- bis Dezimeter große, juvenile Einschlüsse mit porphyrischem Gefüge auf. Diese Einschlüsse sind häufig geplättet und isoorientiert oder aber wenig deformiert. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um Reste der Schmelze, die während des Aufstiegs und noch vor der Fragmentierung zum Teil auskristallisiert sind (Abb. 45b). Lokal kann man Lithoklasten von Vulkaniten, seltener auch von Metamorphiten, beobachten: am Top wurden auch Lagen mit reichlich magmatischen Lithoklasten verschiedenster Zusammensetzung beobachtet.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein eine klastische, orientierte Struktur ohne Korngrößensortierung, mit reichlich Lapilli und kristalliner Asche (30–40%) in einer Grundmasse, die aus einem felsitischen, kryptokristallinen, pseudofluidalen, manchmal sphärolithischen Gemenge besteht; dieses Gefüge entstand durch Rekristallisation aus einer ursprünglich glasigen Komponente (Abb. 46a). Das Gestein zeigt auch diffuse Bereiche chloritischer und kalzitischer Alteration, verstreute Pyritkristalle und mikrogranularen Hämatit. Die zumeist idiomorph oder als abgerundete Fragmente vorliegenden Plagioklase sind in Albit, Serizit, Karbonat und opake Mineralien umgewandelt. Quarz kommt in Form von großen, abgerundeten Kristallen mit großen Korrosionsbuchten, aber auch in kleinen, eckigen Bruchstücken vor. Der Biotit ist meistens idiomorph, aber deformiert und durch Oxide, Chlorit und polykristalline Aggregate von sekundärem Quarz ersetzt. Pyroxen ist vollständig durch grüne Chlorit-Büschel, Serizit und opake Mineralien ersetzt. Selten findet man Sanidin, der in Tonminerale umgewandelt und getrübt ist. Nebengemengteile sind allanitische Epidot, langprismatischer Apatit (sowohl in der Matrix, als auch als Einschluss in den Kristallklasten), idiomorphe Zirkone, erkennbar an gut ausgebildeten Aureolen, und zahlreiche opake Phasen.

Die Flammen haben eine porphyrische Struktur mit der identischen Phäno-kristall-Zusammensetzung wie das Umgebungsgestein. Die Kristalle schwimmen in einer rekristallisierten Grundmasse aus Quarz-Feldspat-Flocken. Besonders interessant sind die plutonischen Lithoklasten der Probe 13AM028B aus dem Bacheinschnitt des Runggenbachs. Es handelt sich hierbei um einen idiomorph ausgebildeten, phaneritischen Granit, der aus zoniertem Plagioklas, perthitischem Orthoklas, durch Hellglimmer und opake Mineralien ersetzten Biotit sowie Quarz in den Kornzwischenräumen besteht.

Die laminierten und gradierten Tufflagen werden als Ereignisse von *Surge-*

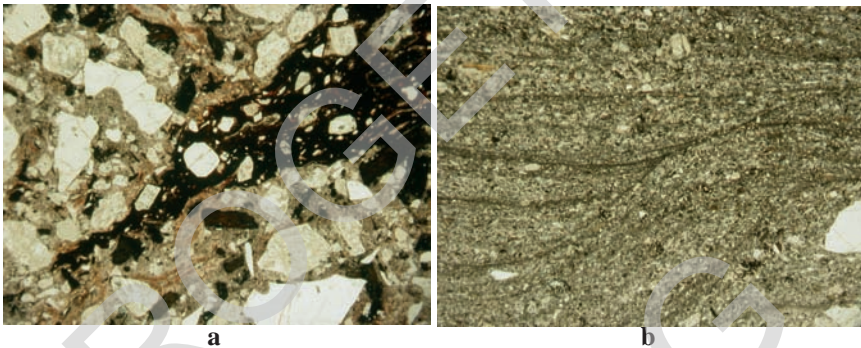


Abb. 46 - Gargazon-Formation; Mikroskopaufnahmen bei parallelen Nicols: a) rhyodazitische Ignimbrite, orientierte klastische Struktur mit Quarz-Feldspat Kristallklasten, Biotit und oxidierten Flammen; b) laminierte und gradierte Tufflage (Surge-Ablagerung).

Ablagerungen mit planarer Struktur angesehen. Sie bestehen aus Plagioklas, Quarz, Biotit und Pyroxen und sind durch das diffuse Auftreten von Hämatit gekennzeichnet (Abb. 46b).

3.2.11. - Hafling-Formation (AGO)

Diese Einheit überlagert die Gargazon-Fm. und tritt recht kontinuierlich im Bereich von Meran 2000 sowohl in Richtung Naiftal (*Val di Nova*) und Etschtal (*Val d'Adige*) als auch in Richtung Sarntal (*Val Sarentino*) auf. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 50–200 m. Die Förderung dieser Laven scheint in kleinen Lavaströmen und in Form begrenzter Lavadome auf einer relativ weiten Oberfläche stattgefunden zu haben.

Es handelt sich um massige rhyodazitische Laven von oranger bis zu weinroter und violetter Farbe mit einem markanten porphyrischen Gefüge und Phänokristallen von idiomorphen, weißen bis seltener rosaroten Plagioklasen (2–6 mm), Biotit und wenig Quarz mit gerundeten Formen in einer homogenen, mit der Lupe

nicht aufzulösenden Grundmasse. Lineare oder gewellte Fließgefüge sind fast immer vorhanden (Abb. 47a). In den unteren Abschnitten dieser Formation liegt das Gestein in einer Blockfazies vor, wo die einzelnen Blöcke sowohl mikrokristalline, als auch porphyrische Elemente in einer mikrokristallinen Grundmasse aufweisen. Verbreitet beobachtet man metasomatische Phänomene mit einer Kaolinisierung und diffusen Oxidierung sowie der Ausbildung von roten Chalcedonadern, welche die Laven subvertikal durchschlagen.

Unter dem Mikroskop hat das Gestein ein porphyrisches und orientiertes Gefüge mit einer mittleren bis groben Körnung und einem Porphyritätsindex von



Abb. 47 - Hafling-Formation: a) Detail der rhyodazitischen Laven mit gewellten magmatischen Fließgefügen (Greiter/Novale bei Hafling/Avelengo); b) scharfer Kontakt zwischen geschichteten vulkanoklastischen Partien und den oberen Laven; noch oben wird die Abfolge durch die Gröden-Fm. abgeschnitten (Kreuzjochl/P.^{so} della Croce, Meran 2000).

45. Es treten folgende Phänokristalle auf: serizitisierter Plagioklas, der zudem in Tonminerale oder Karbonat umgewandelt ist; frischer Biotit mit opaken Rändern oder vollständig durch opake Mineralien ersetzter Biotit; gerundeter, vielfach zerbrochener Quarz mit Korrosionsbuchten; durch opake Mineralien ersetzter Pyroxen; sekundärer Quarz und Chlorit. Nebengemengteile sind Apatit und Zirkon. Die Grundmasse besteht aus einem krypto- bis mikrokristallinen Quarz-Feldspat-Aggregat mit diffusen, mikrogranularen opaken Gemengteilen, Rekristallisation mit flockigem und sphärolithischem Gefüge und einer deutlichen perlitischen Rissbildung.

In einem begrenzten Bereich am Scharboden (*Piano della Forcella*) tritt unterhalb der Laven eine ca. 50 m mächtige, dünn geschichtete vulkanoklastische Abfolge auf (Abb. 47b). Sie besteht aus verschiedenfarbigen Tuffen mit unterschiedlichen vulkanischen Fragmenten (Laven und pyroklastische Gesteine) und metamorphen Lithoklasten, die in einer wenig kompakten Grundmasse eingebettet sind. Im Detail zeigen die einzelnen Schichten sehr variable Fazies: Lagen von matrixgestützten, chaotischen Breccien (Epiklastite?), Lagen mit planparalleler

und Kreuzlamination sowie gradierte Lagen mit einer mehr oder weniger guten Kornsortierung und Schalen-Pisolithen (Pyroklastite). Die gesamte Ablagerungsfolge ist stark verwittert, hydrothermal überprägt und von zahlreichen subvertikalen, kryptokristallinen Gängen durchschlagen.

3.2.12. - Vöran-Formation (COV)

Es handelt sich um eine ausgedehnte und mächtige Abfolge klastischer Sedimente (Abb.48) im Hangenden der Gargazon- und Hafling-Formation, die im Gebiet zwischen Aschlbach (*Rio Eschio*) im Süden und Sinichbach (*Rio Sinigo*) im Norden eine maximale Mächtigkeit von 250 m erreicht (FELS & PAUL-KOCH, 1985). Diese Formation scheint ein Becken aufzufüllen, das zeitgleich mit dem vulkano-tektonischen Absinken der Zone südlich der Linie Terlan-Nals entstanden ist. Aus stratigraphischer Sicht umfasst die Vöran-Fm. jenen Zeitraum, in welchem in anderen Gebieten (s. Blatt 026 „Eppan“) weitere vulkanische Einheiten zwischen der Nals- und Auer-Formation gebildet wurden. Die Vöran-Fm. wird nur von den jüngsten explosiven Förderprodukten der Etschtaler Vulkanit-Gruppe, dem Perdonig-Member (*ORA₇*), überlagert. Die Vöran-Fm. wurden in den älteren geologischen Blättern im Maßstab 1:100.000 dem Grödner Sandstein zugeschrieben (AA.VV., 1956).

Lithologisch handelt es sich hauptsächlich um schlecht sortierte Sandsteine

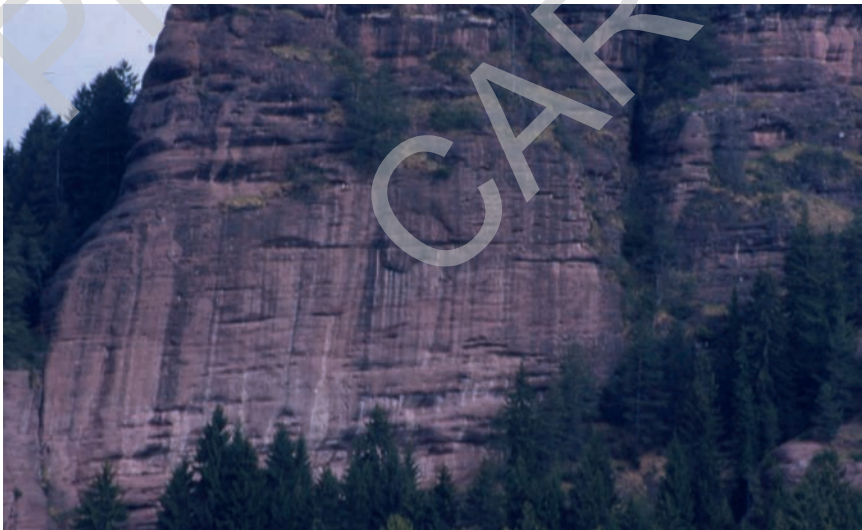


Abb. 48 - Vöran-Formation: Sandsteine und Konglomerate mit unregelmäßiger Schichtung. Rotsteinkogel (Pietrarossa), Vöran (Verano).

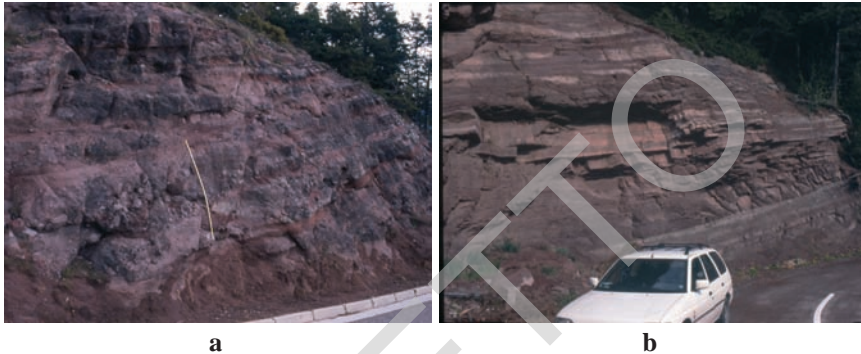


Abb. 49 - Vöran-Formation: a) typisches Erscheinungsbild der Lagen mit konzentrierten, linsenförmigen Konglomerat-Taschen; b) Basale sandig-pelitische Fazies. Totenhof, Vöran (Verano).

mit darin verstreut vorkommenden, Zentimeter bis mehrere Dezimeter großen Klasten; seltener sind diese in Linsen oder Taschen konzentriert. (Abb. 49a). Die Lagen sind einige Dezimeter bis Meter dick, häufig amalgamiert und zeigen unregelmäßige Grenzflächen und lassen sich einige zehner Meter lateral verfolgen. In seltenen Fällen kann man auch eine parallele oder gewellte Lamination beobachten. Das Gestein hat üblicherweise eine rote Färbung, kann aber auch Beige-Töne annehmen. Es treten ausschließlich vulkanische Klasten auf, die zu über 90% von der Erosion der darunter liegenden Formationen (*AGO* und *IGG*) stammen.

Lokal treten an der Basis feinkörnigere Faziestypen auf, die aus mittleren bis dünnen Schichten von Siltstein, Feinsandstein und zum Teil mergeligen Peliten bestehen, rot bis aschgrau gefärbt sind und Trockenrisse zeigen (Abb. 49b).

Aus petrographischer Sicht bestehen die sandigen Partien aus kantigen oder zum Teil gerundeten Lithoklasten aus rhyodazitischen und untergeordnet dazitischen Laven; seltener treten auch Bruchstücke aus rhyodazitischen Ignimbriten auf. Die monokristalline Klastenkomponente besteht aus Kristallen und Kristallfragmenten aus Plagioklas, Quarz und Biotit. Diese sind in einer rötlichen, feinen, tonigen Matrix mit reichlich mikrogranularem Hämatit eingebettet. In den Zwischenräumen der teilweise bogenförmig pseudogeschichteten Klasten treten neben diesen Komponenten auch Phyllosilikate und Karbonat auf.

3.2.13. - Auer-Formation (**ORA**)

Die Auer-Formation ist das jüngste vulkanische Schichtglied der Etschtaler Vulkanit-Gruppe. Sie besteht aus Ablagerungsprodukten von riesigen pyroklastischen Strömen. In den Bereichen südlich von Bozen, die vulkano-tektonisch am tiefsten abgesenkt waren, erreicht sie Mächtigkeiten von bis zu 1000 m und über-

lagert auf einer Fläche von rund 1500 km² diskordant verschiedene ältere vulkanische Formationen. Im Kartenblatt „Meran“ kommt nur das Perdonig-Member vor. Dieses tritt im Bereich der Hochfläche von Mölten (*altopiano di Meltina*) zwischen dem Etschtal (*Val d'Adige*) und dem Sarntal (*Val Sarentino*) mit einer Mächtigkeit von einigen Metern bis zu ca. 150 m auf.

3.2.13.1. - Perdonig-Member (**ORA₁**)

Es handelt sich um rhyolithische verschweißte Lapilli-Tuffe und Tuffe, die generell rot gefärbt sind. Charakteristisch sind kleine Phänokristalle von Sanidin, weißem Plagioklas, Quarz, vereinzelt Biotit, sowie das vermehrte Auftreten von juvenilen, aphanitischen Einschlüssen (Abb. 50a). Das Gestein ist sehr kompakt und zeigt eine markante vertikale Klüftung.

Petrographisch zeigen die Lapilli-Tuffe dieses Members ein orientiertes, klastisches Gefüge mit Lapilli und kristalliner Asche (25–40 %), eingebettet in eine glasige Grundmasse. Diese ist felsitisch und rekristallisiert in Quarz-Feldspat-Aggregate mit sphärolithischem Gefüge und diffusen Fe-Oxiden (Abb. 50b). Die Phänokristalle sind: Quarz, kantengerundet und mit großen Korrosionsbuchten sowie Zerklüftung; von toniger Verwitterung und mikrogranularem Hämatit durchdrungener Sanidin; albitisierter Plagioklas, ersetzt durch ein polykristallines Aggregat von Serizit, sekundärem Quarz und opaken Mineralien; Biotit, teilweise durch opake Mineralien ersetzt; selten Pyroxen, vollständig durch opake Mineralien und Chlorit ersetzt. Als Nebengemengteile treten Apatit und Zirkon auf. Die aphanitischen Lagen und die rötlichen Flammen bestehen aus winzigen Kristallbruchstücken von Quarz und Feldspat, die gleichmäßig in einer hämatitisierten, felsitischen Grundmasse verteilt sind. Die porphyrischen Flammen sind durch Phänokristalle von Quarz, Sanidin, Plagioklas und Biotit gekennzeichnet, die in einer verschweißten Grundmasse aus Bimsstein mit eutaxitischem Gefüge schwimmen. Die Lithoklasten werden von porphyrischen Laven rhyodazitischer Zusammensetzung dargestellt.

3.2.13.2. - Vitrophyre (**ORA_{1a}**)

Im Bereich Hafling (*Avelengo*) treten beim Köfelehof an der Basis des Perdonig-Members schwarze Vitrophyrlagen von einigen Metern Mächtigkeit auf. Diese sind äußerst kompakt; Gefüge und Zusammensetzung stimmen mit den überlagernden Gesteinen überein. Der einzige Unterschied ist der unverwitterte Glasanteil in der Grundmasse, welcher dem Gestein eine glänzend schwarze Farbe verleiht. Der Übergang vom Vitrophyr zum überlagernden Gestein ist von Meter breiten, mehr



Abb. 50 - Perdonig-Member der Auer-Formation: a) rhyolitische Ignimbrite mit Flammen; b) rhyolitische Ignimbrite mit verschweißten Flammen aus Bimsstein, eutaxitisches Gefüge (Mikroskopaufnahme bei Il Nicols). Sinichbach (Rio Sinigo) bei der Maiseralm (Malga Maia).

oder weniger intensiv kaolinisierten und alterierten Bereichen geprägt.

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein gut erhaltene, kristalline und glasige Komponenten. Die perlitische Rissbildung und das eutaxitische Gefüge sind besonders gut erkennbar. Das Gestein enthält Reste von glasigen Blasen, die geplatet und entsprechend dem Fließgefüge gelängt wurden. Das Fließgefüge selbst wird von mikrogranularem Hämatit unterstrichen.

3.2.14. - Vulkano-tektonische Entwicklung der Etschtaler Vulkanit-Gruppe

Die eindrucksvolle permische vulkanische Abfolge, die im Blatt „Eppan“, südlich vom Blatt „Meran“, ausführlich beschrieben und radiometrisch datiert wurde (AVANZINI *et alii*, 2007; MAROCCHI *et alii*, 2008), stellt die Basis für die Interpretation der permischen vulkanischen Entwicklung des gegenständlichen Blattes dar.

Die dargestellte stratigraphische Abfolge zeigt in den verschiedenen Aufschlussgebieten große Unterschiede. Im Allgemeinen beobachtet man vom Etschtal (*Val d'Adige*) in Richtung Sarntal (*Val Sarentino*) und Meran 2000 eine starke Abnahme der Mächtigkeit (siehe stratigraphische Übersicht auf der Geologischen Karte). Im Bereich des Etschtals erreichen die Abfolgen bis über 1600 m Mächtigkeit, wobei die Basis nicht aufgeschlossen ist. Im Bereich des Sarntals finden sich die maximale Mächtigkeiten (1000 m) im südöstlichen Gebiet, die kleinsten (200 m) am Scharboden (*Piano della Forcella*).

Der Basis der Abfolge, die diskordant auf den Phylliten des Grundgebirges auflagert, ist nur im nördlichen Gebiet (Sarntal) aufgeschlossen: Das Basalkonglomerat bildet diskontinuierliche Taschen und Linsen mit einer maximalen Mächtigkeit von 70 m und ist frei von primären vulkanischen Zwischenlagen, die

im Bereich der Laugenspitze (*Monte Luco*, Blatt 026 „Eppan“) auftreten. Es kommen jedoch vulkanische Klaster von andesitischer und rhyodazitischer Zusammensetzung vor, die auf eine vulkanische Tätigkeit kurz vorher oder gleichzeitig mit der Ablagerung des Basalkonglomerats hindeuten.

Es folgen vulkanoklastische Ablagerungen (Runggenbach-Formation), die erst epiklastisch und in Folge pyroklastisch sind. Erstere stellen meist eine Umlagerung von nicht konsolidierten, feinkörnigen primären Vulkanprodukten (Aschen und Tuffe) von hauptsächlich andesitischer Zusammensetzung dar.

Die Pyroklastite (*Surge*-Ablagerungen und Ignimbrite), die im mittleren und oberen Teil der Runggenbach-Fm. auftreten, belegen eine fortlaufende Entwicklung einer explosiven vulkanischen Aktivität. Diese besitzt einen gemischt andesitisch-rhyodazitischen Charakter, der nur teilweise in einer Wechsellagerung von Lagen andesitischer Zusammensetzung (zumeist feinkörnige Tuffe) und Lagen rhyodazitischer Zusammensetzung (grobkörnige Tuffe, Lapilli-Tuffe und Tuffbreccien) Ausdruck findet. Der gemischte Charakter tritt vielmehr innerhalb der einzelnen Fließeinheiten hervor, was auf eine gegenseitige Kontamination der beiden Schmelzen bereits in den Magmenkammern schließen lässt.

Westlich des Sarntals, in Richtung Etschtal, überlagern die Pyroklastite der Runggenbach-Fm. die rhyodazitischen Laven der Laugen-Formation, welche mit einer Mächtigkeit von 400 m die älteste dort auftretende Einheit darstellen. Weiter SW (im Bereich Laugenspitze/*Monte Luco*, Blatt „Eppan“) erreicht die Laugen-Fm. eine Mächtigkeit von beinahe 1000 m und liegt mit diskordanter Untergrenze auf dem Basalkonglomerat. Die radiometrischen Datierungen ergaben $281,5 \pm 0,7$ Ma an der Basis und $278,4 \pm 1,5$ Ma im Hangendbereich.

Es ist demnach wahrscheinlich, dass die vulkanoklastische Abfolge der Runggenbach-Fm. mit der Laugen-Fm. zum Teil verzahnt. Das radiometrische Alter von $279,0 \pm 3,3$ Ma von rhyodazitischen Lapilli-Tuffen (ROH_a) im Sarntal würde diese Hypothese bestätigen.

Nach oben folgt die Sarnthein-Formation, die aus andesitischen und dazitischen Laven besteht und sowohl im nordöstlichen (Sarntal) als auch im westlichen Bereich (Etschtal) auftritt. Sie überlagert diskordant alle vorherigen Formationen und zeigt eine maximale Mächtigkeit (200 m) im NE und dünnt Richtung W bis ins Etschtal allmählich aus.

Auch die rhyodazitischen Ignimbrite der darüber folgenden Leonburg-Formation treten sowohl im westlichen als auch im nordöstlichen Bereich auf. Sie erreichen ihre maximale Mächtigkeit im Etschtal (300 m) bzw. die geringste Mächtigkeit im Sarntal (20 m); im Gebiet von Meran 2000 verschwinden diese Ignimbrite gänzlich. Im Bereich des Etschtals wurde außerdem ein begrenzter Lavadom entdeckt, dessen Platznahme vor der eigentlichen explosiven Aktivität der Formation erfolgte.

Die Gargazon-Formation stellt mit ihren rhyodazitischen Ignimbriten das ein-

drucksvollste und verbreitetste Ereignis der pyroklastischen Aktivität dar. Das Auftreten dieser äußerst mächtigen Ignimbrite nicht nur im nördlichen Abschnitt (in den Blättern „Eppan“, „Meran“ und „Bozen“) sondern auch im südlichen Abschnitt (in den Blättern „Mezzolombardo“ und „Trento“) lässt annehmen, dass die Ablagerung dieser Einheit mit der Entwicklung einer ausgedehnten und gegliederten, vulkano-tektonischen Absenkung in Verbindung steht. Die rhyodazitischen Ignimbrite stellen die Auffüllung dieses Beckens dar.

Die Gargazon-Formation zeigt im Blattbereich „Meran“ ihre maximale Mächtigkeit (900 m) im SW (Burgstall/*Postal*), nimmt in Richtung Osten (Auerer Wald/*Bosco dei Prati*) bis auf 400 m Mächtigkeit ab und dünnt schließlich in Richtung Norden (Meran 2000) bis auf 50 m aus. Diese erheblichen Mächtigkeitsunterschiede und das Fehlen der stark verschweißten Fazies im NE, welche die unteren Abschnitte kennzeichnen, lassen einen Calderarand unterhalb der heutigen Hochfläche von Mölten (*altopiano di Meltina*) vermuten.

Nach der Ablagerung dieser Einheit fand eine neuerliche, vulkano-tektonischen Absenkung statt, wodurch der Abschnitt südlich von Terlan (*Terlano*) und Nals (*Nalles*) im Bereich des Blattes „Eppan“ einbrach. Der Blattbereich „Meran“ bleibt trotz sekundärer Klüftzonen mit entsprechenden kleineren Senken in einer höheren strukturellen Position. Entlang besagter Klüfte steigen rhyodazitische Schmelzen auf und führen zur Bildung von Lavaströmen und relativ kleinen Lavadomen (Haffing-Formation). Derselbe geologische Rahmen könnte auch für den Aufstieg und die Platznahme des rhyodazitischen Subvulkanits von Öttenbach (*Rio Deserto*) im Bereich von Meran 2000 (siehe Kap. 3.2.4) verantwortlich sein.

Mit Ausnahme dieser untergeordneten, vulkanischen Ereignisse (die eruptive Hauptaktivität entwickelt sich südlich von Terlan/*Terlano* und Bozen/*Bolzano*), unterliegt das gesamte Gebiet für längere Zeit einer Erosion, wobei ein Teil des abgetragenen Materials die Senken auffüllt: Die Vöran-Formation stellt das entsprechende Produkt der vulkanoklastischen Ablagerung durch Murschuttströme in einem semiariden Ablagerungsmilieu dar.

Wie im Kartenblatt „Eppan“ endet die vulkanische Abfolge mit der diskordanten bis parakordant Ablagerung der rhyolitischen Ignimbrite der Auer-Formation (Perdonig-Member). Sie zeigen ihre maximale Mächtigkeit (150 m) im Bereich zwischen dem Etschtal und dem Sarntal und dünne Richtung SE und NW aus. Es gilt jedoch anzumerken, dass diese Mächtigkeitsunterschiede weniger auf die ursprünglichen Ablagerungsgeometrien, als eher auf die spätere Erosion, die zur kontinentalen Ablagerung der Gröden-Formation führte, zurückzuführen sein könnten.

3.2.15. - Petrographie und Geochemie des permischen Magmatismus

Aus den bisher präsentierten Daten und auf Basis der Betrachtungen im Blatt „Eppan“ (AVANZINI *et alii*, 2007) geht deutlich hervor, dass bis zur vulkano-tektonischen Absenkung des Bereiches Terlan-Nals die rhyodazitischen Produkte mit untergeordneten Daziten und Andesiten vorherrschten. Erst im Zuge der fortschreitenden Absenkung des Bozner Beckens werden eindrucksvolle Mengen an rhyolitischen Ignimbriten ausgeworfen, die sich nur randlich mit dem Perdonig-Member der Auer-Formation in die höheren Bereiche des Blattes „Meran“ erstrecken.

Eine weitere Eigenschaft der permischen magmatischen Aktivität ist das andauernde gemeinsame Auftreten von andesitischen und dazitischen Magmen zusammen mit weiter entwickelten Magmen rhyodazitischer und rhyolitischer Zusammensetzung. Andesite und Dazite sind an der Basis der Abfolge in Form von Klusten innerhalb des Basalkonglomerates aufgeschlossen, weiters treten sie als primäre pyroklastische Produkte in Wechsellagerung mit rhyodazitischen Produkten in der Runggenbach-Formation und als Lavaströme in der Sarnthein-Formation auf. Außerdem sind sie in die rhyodazitischen Laven der Laugen-Formation (MLC_c , im Blatt „Eppan“) eingeschaltet und treten am Top der rhyolitischen Laven der Andrian-Formation (LAN_a und LAN_b , Blatt „Eppan“) auf.

Die subvulkanischen Produkte (Lakkolithe und Gänge) zeigen eine generell homogene, weiterhin rhyodazitische Zusammensetzung.

Die plutonischen Produkte der Granodiorite/Monzogranite von Kreuzberg und Ifinger sowie deren mikrogranulare, mafische Einschlüsse deuten darauf hin, dass eine intensive Interaktion zweier chemisch unterschiedlicher Magmen stattfand, als diese noch nicht ganz verfestigt waren. Dabei kam es im noch plastischen Zustand zur Intrusion, Fragmentierung und Dispersion (*mingling-mixing*) der basischen Komponente in der granitischen Hauptmasse. Die aplitischen syenomonzogranitischen Gänge hingegen stellen saure Differenziate dar.

An den Produkten der permischen magmatischen Aktivität im Blatt „Meran“ wurden 80 chemische Analysen durchgeführt; die Ergebnisse sind für jede einzelne Formation in den Tabellen 3 und 4 angeführt. Für die Charakterisierung und die petrographische Einordnung wurden die üblichen Diagramme verwendet, die in den Abbildungen 51, 52 und 53 wiedergegeben sind (LE BAS *et alii*, 1986; WINCHESTER & FLOYD, 1977; DE LA ROCHE *et alii*, 1980 und *pattern REE*).

Alle permischen Magmatite bilden eine metaluminose bis leicht peraluminose Serie, welche mineralogische, petrographische und chemische Eigenschaften von typischen subbalkalischen Serien mit einer deutlichen kalkalkalinen Affinität aufweist. Weiters zeigen die Magmatite ein chondritisches REE-Spektrum mit unterschiedlichen Anreicherungen an LREE, eine mäßig bis deutlich (Rhyolithe) ausgeprägte negative Eu-Anomalie sowie das Fehlen von signifikanten Fraktio-

Tab. 3 - Chemische Zusammensetzung der permischen Magmatite auf Blatt 013 „Meran“.

Formation	Kürzel	Lithologie	Probe	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Tot.	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pb	Th		
Laugen-Formation	MIC	rhyodaz. Lava	media 3	6887	0,43	14,50	3,75	0,08	0,97	1,12	3,99	4,55	0,12	1,63	99,99	12	53	13	5	6	5	175	164	35	178	12	620	37	70	16	18			
Rungenbach-Formaik	ROH	Gerölle rhyod. L	13AM017-2	6701	0,46	14,11	5,53	0,10	1,35	1,68	3,71	3,51	0,13	2,41	100,00	14	60	79	11	7	18	57	138	170	21	159	8	982	36	48	132	9		
Rungenbach-Formaik	ROH	andesit. Tuffe	media 11	5942	0,66	15,17	5,93	0,14	3,80	3,58	2,60	3,63	0,13	4,94	100,00	22	97	65	14	12	10	93	198	106	32	169	11	482	32	63	8	11		
Rungenbach-Formaik	ROHa	rhyodaz. Ignimb	13AM091	6661	0,53	14,89	4,48	0,12	1,78	2,18	2,63	3,86	0,15	3,29	100,52	56	16	8	4	12	106	226	140	28	172	10	576	51	88	16	13			
Rungenbach-Formaik	ROHa	rhyodaz. Ignimb	media 3	6623	0,56	15,23	4,43	0,11	2,17	1,24	3,64	3,54	0,15	2,71	100,01	14	67	17	9	7	12	79	156	149	30	175	10	775	34	69	17	17		
Rungenbach-Formaik	ROHa	Gerölle rhyod. L	media 2	6426	0,55	15,99	4,73	0,10	0,73	2,78	2,07	5,19	0,14	3,49	100,01	17	57	17	7	6	8	28	194	76	27	183	12	620	34	57	9	16		
Samthein-Formation	RTO	andesit. Lava	13AM090	5226	0,85	16,67	4,21	0,32	10,50	2,31	5,18	0,84	0,15	7,61	100,89	186	279	30	48	15	964	37	122	23	130	8	136	14	41	18	8			
Samthein-Formation	RTO	andesit. Lava	media 5	5717	0,73	15,08	5,88	0,14	6,92	1,70	4,37	2,31	0,13	5,57	100,00	25	144	149	22	26	18	208	98	184	29	170	12	506	31	56	26	11		
Samthein-Formation	RTO	dazitische Lava	media 8	6342	0,62	15,36	5,83	0,11	1,86	1,92	3,62	3,55	0,17	3,55	100,00	17	67	10	13	5	8	80	171	123	37	217	11	426	35	71	20	13		
Leonburg-Formation	ICL	rhyodaz. Ignimb	media 5	6762	0,47	14,70	4,13	0,09	1,74	1,33	4,14	3,50	0,13	2,14	100,00	12	46	18	6	6	9	77	146	166	31	190	10	616	45	74	22	14		
Leonburg-Formation	ICL	rhyodaz. Lava	media 5	6680	0,46	14,89	4,05	0,10	1,76	1,68	4,22	3,79	0,13	2,12	100,00	13	42	21	6	7	6	66	173	159	38	192	12	538	39	73	25	15		
Gargazon-Formation	IGG	rhyodaz. Ignimb	media 10	6687	0,50	14,80	3,90	0,09	1,79	1,72	3,51	4,19	0,14	2,49	100,00	11	49	16	5	6	6	63	188	148	32	205	13	582	43	79	30	17		
Halling-Formation	AGO	rhyodaz. Lava	media 9	6761	0,95	15,60	3,42	0,07	1,21	1,54	1,89	4,52	0,12	3,57	99,99	10	34	54	3	7	8	47	178	56	32	195	12	696	43	77	29	17		
Vöran-Formation	COW	Sandstein	13CM051	6684	0,46	15,72	2,98	0,06	0,66	3,06	0,76	3,96	0,04	5,45	99,99	9	34	14	0	6	5	42	157	120	24	189	12	456	45	84	33	18		
Auer-Formation	ORAI	rhyolit. Ignimbrit	media 7	7498	0,11	13,43	1,61	0,05	0,16	0,23	1,81	5,94	0,02	1,65	100,00	4	3	1	0	3	6	29	225	19	49	115	13	197	34	73	33	24		
Rhyodazitische Gänge	fc	rhyodaz. Gang	13AM092	6503	0,43	14,20	3,48	0,09	0,86	3,26	2,03	4,87	0,14	6,01	100,39	39	14	5	5	9	46	233	116	33	196	12	527	43	84	37	16			
Rhyodazitische Gänge	fc	rhyodaz. Gang	13CM31	6260	0,46	15,72	4,36	0,12	1,16	4,34	1,71	4,07	0,12	5,33	99,99	16	40	14	4	6	7	42	172	60	37	183	11	512	28	64	8	16		
Öttenbach-Rhyodazit	DRD	rhyodaz. Lava	13AM093	6388	0,40	13,46	3,45	0,09	1,42	3,75	1,15	5,47	0,13	7,20	100,36	41	11	6	4	10	51	219	68	30	178	11	414	36	71	12	14			
Öttenbach-Rhyodazit	DRD	rhyodaz. Lava	media 2	6255	0,45	16,35	3,77	0,11	0,95	3,09	0,60	5,98	0,14	6,04	100,00	12	45	12	6	7	10	49	237	77	30	194	11	583	42	85	12	21		
Ilfinger-Granodiorit	IVG	Tonalit	13CM300	6236	0,73	16,62	5,57	0,09	1,79	4,75	2,91	3,21	0,21	1,82	100,05	83	19	6	10	88	129	254	30	237	12	691	42	84	27	12				
Ilfinger-Granodiorit	IVG	Granodiorit	13CM312	6715	0,52	15,31	3,98	0,08	1,94	3,55	3,25	2,40	0,17	1,66	100,01	8	49	20	3	7	3	45	95	224	29	196	11	519	54	103	17	14		

Labor:

Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientale/Alma Mater Studiorum Università di Bologna

Centre de Recherches Petrographiques et Géochimiques, CNRS, Nancy, France

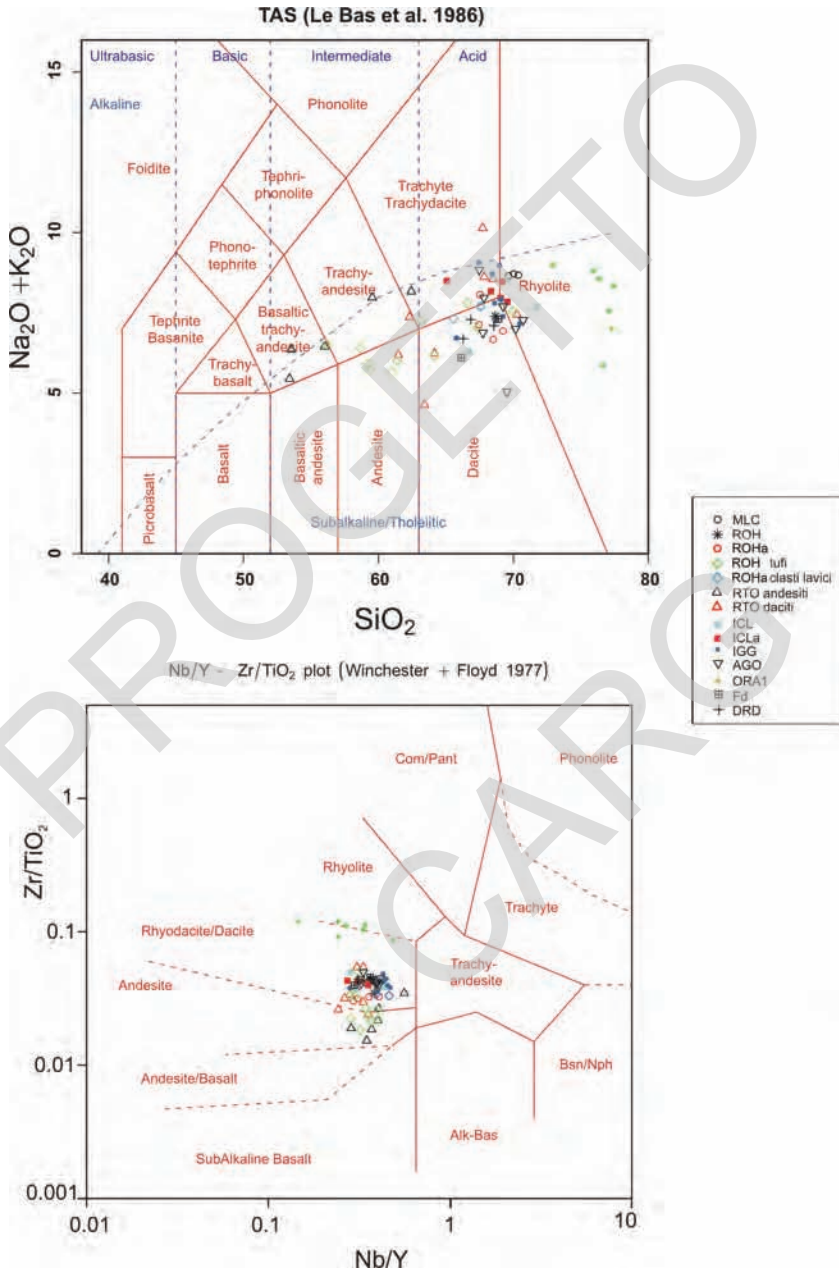


Abb. 51 - Klassifizierung der permischen Vulkanite auf Blatt 013 „Meran“.

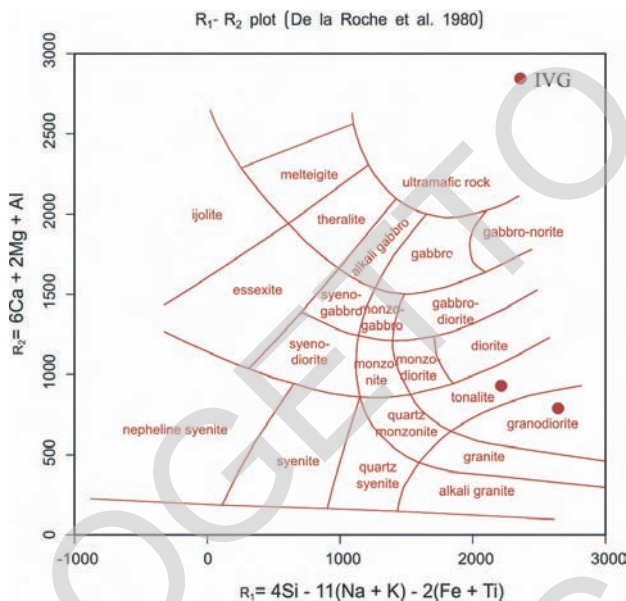


Abb. 52 - Klassifizierung der perthite Plutonite auf Blatt 013 „Meran“

Tab. 4 - REE-Gehalt der perthite Magmatite auf Blatt 013 „Meran“.

Probe	13AM090	13AM091	13AM092	13AM093	13CM300
La	14,420	50,600	42,900	35,680	42,400
Ce	41,180	88,090	84,310	70,840	83,980
Pr	5,525	10,250	9,891	8,314	9,861
Nd	22,490	37,230	36,010	30,570	36,840
Sm	4,917	6,772	7,371	6,295	7,372
Eu	1,257	1,418	1,320	1,141	1,599
Gd	4,370	5,493	6,314	5,424	6,216
Tb	0,697	0,827	0,988	0,868	0,960
Dy	4,130	4,760	5,813	5,166	5,596
Ho	0,801	0,912	1,110	0,985	1,060
Er	2,309	2,586	3,107	2,832	3,016
Tm	0,348	0,389	0,476	0,426	0,451
Yb	2,373	2,597	3,114	2,816	2,996
Lu	0,372	0,396	0,465	0,428	0,451

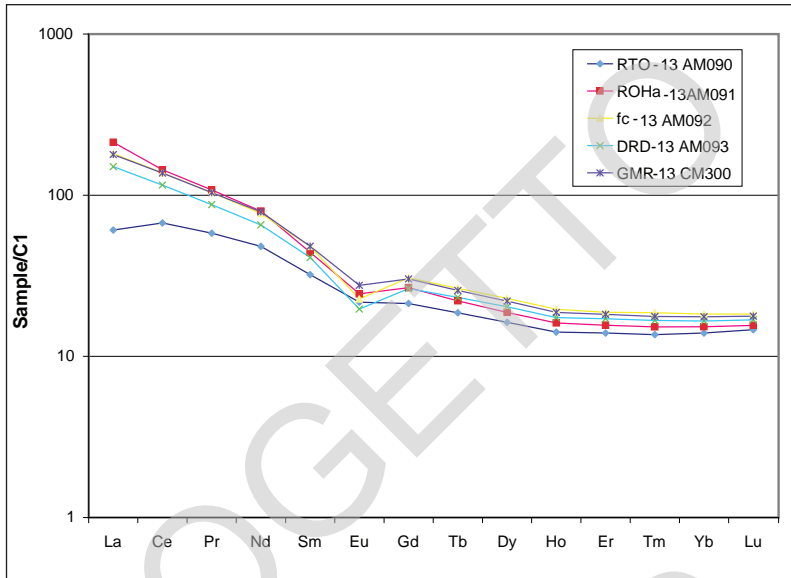


Abb. 53 - Abbild der Seltenerdmetalle der permischen Magmatite auf Blatt 013 „Meran“. Die Werte sind Chondrit-normalisiert (C1), SUN & McDONOUGH (1989).

nierungen von HREE (Tab. 4 und Abb. 53). Die Geländedaten sowie die petrographischen, geochemischen und Isotopendaten ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Verhältnis von 0,7057 bis 0,7114; ϵNd -Werte von $-2,7$ bis $-7,4$; $\delta^{18}\text{O}$ von 7,6 bis 9,5 ‰) unterstreichen, in Übereinstimmung mit BARTH *et alii.* (1993) und ROTTURA *et alii.* (1998), die hybride Natur der magmatischen Produkte des Unterperm, die ihren Ursprung in komplexen Interaktionen zwischen Mantelschmelzen und Krustenmaterial hat.

3.2.16. - Radiometrische Alter der permischen Magmatite

Aus dem stratigraphischen Aufbau im Blatt 026 „Eppan“ und den 17 U/Pb-Datierungen an Zirkon (AVANZINI *et alii.*, 2007 und MAROCCHI *et alii.*, 2008) geht hervor, dass die Basis der vulkanischen Abfolge auf $284,9 \pm 1,6$ Ma zurückgeht, das Top der Abfolge hingegen Alter von $274,1 \pm 1,4$ Ma aufweist. Zur Kontrolle der Beziehungen mit den im Sarntal auftretenden vulkanischen Abfolgen wurden einige radiometrische Altersbestimmungen auch an den magmatischen Produkten im Blatt „Meran“ durchgeführt. Insbesondere bestätigte die U/Pb-Datierung an Zirkonen der ersten rhyodazitischen Ablagerungen im Sarntal (Rungenbach-Formation) mit einem Alter von $279,0 \pm 3,3$ Ma die zeitliche Korrelation zu den

Ablagerungsprodukten der Laugen-Formation im Bereich des Etschtals ($281,5 \pm 0,7$; $278,4 \pm 1,5$ Ma).

Das U/Pb-Alter an Zirkon von $276,0 \pm 1,2$ Ma, das am subvulkanischen Körper der Öttenbach-Rhyodazite bestimmt wurde, weist darauf hin, dass diese Ablagerung einem späteren Zyklus rhyodazitischer Lavenförderung zuzuschreiben ist. Dieser Zyklus charakterisiert das Gebiet NW von Terlan (*Terlano*) infolge der Absenkung des südöstlichen Abschnittes nach der Ablagerung der Ignimbrite der Gargazon-Formation.

Bezüglich der Intrusionskörper zeigt der Kreuzberg-Pluton ein Alter zwischen $285,4 \pm 1,6$ Ma und $284,3 \pm 0,7$ Ma, was gut mit dem Alter des Ifinger Plutons von $286,6 \pm 2,9$ Ma übereinstimmt.

Vergleichbare radiometrische Alter zeigen auch die rhyodazitischen Gänge (f_c), die zeitlich und genetisch eine Verbindung zu den Plutoniten aufweisen. Sie intrudierten im Bereich von Kreuzberg (U/Pb an Zirkon: $282,3 \pm 1,3$ Ma) und im Bereich des Ifinger-Plutons (U/Pb an Zirkon: $280,3 \pm 8,1$ Ma) das metamorphe Grundgebirge.

Die radiometrischen Datierungen (U/Pb an Zirkon) der permischen und spätalpidischen Plutonite wurden in Zusammenarbeit mit *Urs Klötzli* vom *Labor für Geochronologie - Department für Lithosphärenforschung Erdwissenschaftliches Zentrum - Universität Wien*, durchgeführt.

3.3. - PERMO-MESOZOISCHE SEDIMENTABFOLGE

3.3.1. - Gröden-Formation (GAR)

Die Gröden-Formation wurde von MASSARI *et alii* (1988, 1994) und MASSARI & NERI (1997) aus stratigraphischer und sedimentologischer Sicht neu beschrieben und zuletzt von NERI (SERVIZIO GEOLOGICO, 2007) formalisiert. WOPFNER *et alii* (1983) bearbeiteten die Vererzungen innerhalb der Gröden-Formation.

Es handelt sich um rote, graue und weiße, wenig kompakte Sandsteine in Wechsellagerung mit roten oder grauen Siltsteinen, mergeligen Siltsteinen und Mergeln (Abb. 54). Bleiglanzvererzungen konzentrieren sich auf graue Partien, die reich an kleinen Kohleschmitzen und Pflanzenresten sind. Die feinkörnigeren Lithotypen sind meist rötlich gefärbt. In den Mergeln findet man häufig karbonatische Intraklasten und manchmal auch knollige Karbonatkonkretionen (*Caliche*). Die häufigsten Sedimentstrukturen sind großdimensionale Schrägschichtungskörper, trogförmige Kreuzschichtung, Strömungsrippeln und Trockenrisse. Im Bereich Vöraner Joch (*Monte di Verano*) treten Mikrokonglomeratlagen mit Schrägschichtung auf. Teilweise können Pflanzenreste und in Ausnahmefällen



Abb. 54 - Gröden-Formation: gut geschichtete, rote Sandsteine, Siltsteine und Pelite. Kreuzjoch (Giogo della Croce).

auch gut erhaltene Baumstämme und Zweige beobachtet werden, wie im Fall des Steinbruchs am Möltner Joch (*Monte di Meltina*). Am rechten Hang des Öttenbachtals kann man mancherorts sehr gut den Übergang zwischen den permischen Vulkaniten und den überlagernden Sandsteinen beobachten. Die Basis der Formation besteht aus einer 5 m mächtigen Lage von massigen oder schwach laminierten, roten Siltsteinen, die nach oben in mittel-feinkörnige Sandsteine in laminierten, mittel-feinen Schichten von insgesamt 20 m Mächtigkeit übergehen. Darüber folgen mächtigere, massige bis schrägeschichtete Lagen.

Die Mächtigkeit der Gröden-Fm. schwankt zwischen 50 und knapp 150 m. Die Untergrenze mit den diversen Formationen der Etschtaler Vulkanit-Gruppe ist parakonkordant, meist aber erosiv.

(Oberperm *p.p.*)

3.3.2. - Werfen-Formation (**WER**)

Die Werfen-Formation besteht, wie in den Dolomiten, auch hier aus einer komplexen Abfolge von karbonatischen, terrigenen und gemischten Sedimenten. Es treten verschiedene Lithotypen auf: Sandige und siltige Kalke und Dolomite; mergelige Kalke und Dolomite; Mergel; rote und graue Silt- und Sandsteine; oolithische, bioklastische, intraklastische und manchmal dolomitisierte Kalkarenite (*Grainstone* und *Packstone*); mehr oder weniger dolomitisierte Mikrite (*Mudstone* und *Wackestone*).

Die Mächtigkeit der gesamten Formation schwankt zwischen 230 und 290 m. Der Fossilgehalt ist relativ hoch und wichtig für die chronostratigraphische Untergliederung der Formation.

Die Sedimentabfolge besteht aus einer marinen Flachwasser-Fazies, die den Beginn der triassischen marinen Transgression repräsentiert. Die Werfen-Formation wurde in neun Member unterteilt. Darin lassen sich vier große regressive Sedimentationszyklen unterscheiden (PISA *et alii*, 1978; BROGLIO LORIGA *et alii*, 1982; NERI & POSENATO, 1985, BROGLIO LORIGA *et alii*, 1990).

(Oberperm *p.p.* - Untertrias: Olenekium *p.p.*)

Im Blatt „Meran“ treten nur die ersten 6 Member der Formation auf.

3.3.2.1. - Tesero- und Mazzin-Member (**WER**₁₋₂)

Das Tesero-Member besteht aus grobkörnigen Dolomiten variabler Farbe (gelblich-grau bis braun), in denen manchmal noch die originale oolithische Textur erkennbar ist. Das Gestein erscheint massig mit 50-60 cm dicken Bänken, die eine interne Unterteilung in dünnere, durch stylolithische Flächen getrennte Lagen, zeigen.

Das Tesero-Mb., zwischen 10-15 m mächtig, überlagert die Gröden-Formation. Dazwischen treten noch Siltsteine und Feinsandsteine mit Wellenrippeln, vertikalen sowie horizontalen Wühlgängen, gefolgt von stark sandigen Dolomiten mit Hummocky-Kreuzschichtung auf. In dieser Einheit findet man Lamelli-branchiaten der Gattung *Unionites* und den Gastropoden *Bellerophon vaceki*. In diesem Bereich fehlt die Bellerophon-Formation.

Das Tesero-Member wurde in flachem Subtidal abgelagert, wo die Bildung und Umlagerung von Ooidkörpern erfolgte. Zeitweise Änderungen im hydraulischen Regime zu ruhigeren Bedingungen ermöglichten die Ablagerung von feinkörnigeren Partien.

Das Mazzin-Member besteht aus einer Wechsellagerung von grauen mergeligen Kalken und Mergeln. Die mergeligen Kalke kommen in Zentimeter, seltener in Dezimeter dicken Lagen vor. Sie weisen einen geringen siltigen Quarz-Glim-

meranteil auf, sind häufig bioturbat und zeigen eine knollige Struktur. Zwischengeschaltet sind mergelige Kalke und Mergel mit gradierten, bioklastischen Linsen. In beiden Lithotypen treten häufig parallele Lamination und seltener flache Schrägschichtung mit zum Teil gradierten Lagen auf. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 5 und ca. 20 Meter.

Die Untergrenze ist unscharf: Durch die kontinuierliche Abnahme bzw. das Verschwinden der oolithischen Lagen des Tesero-Members erfolgt der Übergang zum Mazzin-Member.

An Fossilien kommt *Unionites* vor, in den oberen Abschnitten tritt *Claraia* (*Claraia* gr. *wangi-griesbachi*) hinzu.

Der Ablagerungsraum war gekennzeichnet durch flachen, schlammigen Meeresboden mit niedriger hydrodynamischer Energie. Die siltigen und bioklastischen Einschaltungen sind auf Sturmereignisse zurückzuführen, die zur Umlagerung der Sedimente geführt haben.

3.3.2.2. - Andraz-Horizont und Seis-Member (WER_{3.4})

Das Andraz-Member besteht aus einer engen Wechsellagerung von evaporitischen, mergeligen oder mergelig-siltigen, porösen, gelblichen Dolomiten und rötlichen Siltsteinen. Die Dolomite sind sandig oder körnig, manchmal auch bioklastisch. Löchrige Gefüge sind im ganzen Member verbreitet. Häufig finden sich auch Trockenrisse und kleine *Teepee*-Strukturen.

Das Andraz-Member ist geringmächtig (max. 7 Meter) und fossilieer. Die Untergrenze zum Mazzin-Member wird durch eine deutliche Zunahme des siltigen Anteils definiert.

Die Sedimente bildeten sich auf einer ariden Gezeitenfläche im Inter- bis Supratidal. Mit dem Andraz-Member kommt erstmals eine peritidale Fazies zur Ablagerung; es handelt sich hierbei um das Top des ersten der vier Regressionszyklen innerhalb der Werfen-Formation.

Das Seis-Member besteht aus einer Wechsellagerung von mergeligen und mergelig-siltigen, grauen und/oder roten, manchmal bioturbaten Kalken und oolithisch-bioklastischen Kalkareniten (*Gastropodenoolith*). Die Kalkarenite (*Grainstones* und *Packstones*) bilden Zentimeter bis Dezimeter mächtige Bänke und setzen sich aus Oolithen, Lamellibranchiaten und Mikrogastropoden zusammen; seltener sind rekristallisierte Peloiden am Aufbau der Kalkarenite beteiligt. Die pelitischen Lithotypen bilden außerdem Zentimeter dicke, graue Lagen oder seltener massige, bis zu einem Meter dicke Bänke. Nach oben erfolgt ein gradueller Übergang zu einer ca. zehn Meter mächtigen evaporitischen Lage, bestehend aus siltigen Dolomiten und rot-gelblichen Siltsteinen. Diese Lage bildet die Obergrenze des Seis-Members. Das Seis-Member ist geprägt von starker Bioturbation.

Schon ab den untersten Niveaus treten *Claraia aurita* assoziiert mit *Claraia claraia*, *Unionites* und *Neoschizodus* auf.

Der Ablagerungsraum war gekennzeichnet von Flachwasserfazies mit starker Wellentätigkeit und wiederholten Sturmereignissen, die zur Ablagerung bioklastischer Sande führten.

Die evaporitische Lage am Top des Seis-Members markiert das Ende des zweiten Regressionszyklus innerhalb der Werfen-Formation.

3.3.2.3. - Gastropodenoolith- und Campill-Member (WER₅₋₆)

Der Gastropodenoolith besteht hauptsächlich aus Zentimeter bis Dezimeter dicken rötlichen, oolithisch-bioklastischen Kalkareniten, die Schalen von Lamellibranchiaten und Mikrogastropoden enthalten. Untergeordnet treten auch graue, kalkige Mergel und grau-rötliche kalkige Siltsteine in Dezimeter dicken Lagen auf. In dieser Einheit findet man häufig charakteristische Breccien mit kantigen Klasten („Koken'sches Konglomerat“), die auf die Aufarbeitung der feinkörnigeren Lithologien zurückgehen. Die Kalkarenite sind normal gradiert und zeigen planparallele Lamination sowie flachwinklige Kreuzlamination und Wellenrippeln.

Die Mächtigkeit des Gastropodenoolithes liegt bei 20–25 Meter. Die Untergrenze zum Seis-Member ist scharf.

Bioturbation ist weitverbreitet. An Fossilien findet man neben den Schilllagen von Mikrogastropoden, die diese Einheit prägen, auch *Unionites* und *Eumorphotis*. Das Ablagerungsmilieu war gekennzeichnet von flachem Subtidal mit starker Wellentätigkeit.

Das Campill-Member besteht aus einer Wechsellagerung von Dezimeter dicken roten Sandsteinlagen und rötlichen Siltsteinen oder siltigen Mergeln. Im Verhältnis zur unterlagernden Einheit tritt im Campill-Member eine deutliche Zunahme des terrigenen Anteils auf. Rote Siltsteine und siltige Mergel sind charakterisiert von Millimeter dicken Lagen, die ihrerseits ca. 1 cm dicke Schichten bilden.

An Sedimentstrukturen treten vor allem diverse Typen von Kreuzschichtung und paralleler Lamination auf. Daneben sind Belastungsmarken in Form von großen Kissen, die aus den Schichtoberflächen herausragen (*ball-and-pillow*-Strukturen = Wulstbänke) besonders häufig.

Die Mächtigkeit schwankt im Allgemeinen zwischen 30–35 Meter, im vorliegenden Blatt sind jedoch nur wenige Meter erhalten. Die Untergrenze mit dem Gastropodenoolith ist unscharf.

Bioturbation tritt häufig auf. Unter den Lamellibranchien findet man *Unionites*, *Neoschizodus*, *Eumorphotis*. Typisch ist das Auftreten von *Costatoria costata*

und im mittleren-oberen Abschnitt *Asteriacites* (Ruhespuren von Ophiuroidea).

Die Sedimentation fand vorwiegend auf schlammigen Meeresböden unterhalb der Wellenbasis, im Vergleich zu den unterlagernden Membranen jedoch in geringeren Tiefen statt.

3.3.3. - *Mylonitische Kalke (MOC)*

Es handelt sich um gelblich-weiße Karbonatgesteine mit kataklastischem u./o. mylonitischem Gefüge, die eine kleine Schuppe entlang der Meran-Mauls-Linie beim Zmaierhof (Schenna/*Scena*) bilden. Die starke tektonische Überprägung ermöglicht keine stratigraphische Zuordnung. Ähnliche Schuppen treten im Untertal entlang der Nördlichen Judikarien-Linie (Blatt „Eppan“) auf.

Weiters tritt in der Nähe von Tschermms im Raffener Graben (*Maso Corona*) bei etwa 720 m Höhe eine kleine, 1 m mächtige und stark zerscherte Sedimentschuppe zwischen den Paragneisen der Tonale-Einheit und den spätalpidischen Tonaliten auf (nicht kartiert).

Die Schuppe beim Zmaierhof ist maximal 8–10 m mächtig und erstreckt sich im Gelände über 50–70 m. Sie liegt tektonisch zwischen den stark mylonitisierten Sillimanit-führenden Paragneisen der Schenna-Einheit (OVP) im Hangenden und den spätalpidischen Tonaliten (TLG) im Liegenden.

Unter dem Mikroskop erkennt man ein karbonatisches, mikritisches Gestein mit zahlreichen kleinen Hornsteinschuppen. Das Gestein wird durch ein dichtes Netzwerk von Rissen, welche von roten Oxiden unterstrichen werden, in längliche Mikroschuppen gegliedert. Außerdem treten zwei Familien von spatischen Kalzitadern auf, von denen eine parakonkordant zum orientierten Gefüge des Gesteins, die andere diskordant dazu verläuft.

4. - SPÄTALPIDISCHER MAGMATISMUS

(*G.M. Bargossi, A. Gregnanin, C. Morelli, A. Moretti, mit Beiträgen von M. Marocchi*)

4.1. - ÜBERBLICK

Während der letzten Phasen der kretazischen Kollision, die zwischen dem Eozän und dem Miozän zur Auffaltung der Alpen führte, kam es zur Intrusion verschiedener kleiner Körper und Gänge, von der alle präexistenten Einheiten betroffen wurden.

4.1.1. - Tonalite (TLG)

Es handelt sich um tonalitische, quarz-dioritische und quarz-gabbroide Körper, die in Form tektonischer Schuppen entlang der Nördlichen Judikarien-Linie und der Pustertal-Linie auftreten. In der Literatur werden sie unter dem Begriff „Periadriatische Lamellen“ oder „Tonalit-Lamellen“ zusammengefasst (DAL PIAZ, 1926; EXNER, 1976; BARGOSI *et alii*, 1978). Im Blatt „Meran“ treten diese Tonalite mehr oder weniger kontinuierlich am Hauptkontakt zwischen ostalpinen und südalpinen Einheiten auf. Ihre Mächtigkeit reicht dabei von wenigen Metern bis zu 50 m. Die Tonalit-Lamellen sind am besten am rechten Hang des Etschtalles zwischen Tschermes (*Cermes*) und Pawigl (*Pavicolo*), auf der linken Talflanke zwischen St. Georgen (*S. Giorgio*) und Ifingerhütte (*rifugio Ivigna*) sowie zu beiden Seiten des Felderbaches (*Rio dei Salici*) (Abb. 55a) zu beobachten.

Die besondere strukturelle Position (entlang der Nördlichen Judikarien-Linie und der Meran-Mauls-Linie) sowie die Gefügeeigenschaften dieser Gesteine deuten darauf hin, dass der Aufstieg der Schmelze entlang der Störungen stattfand und ihre Platznahme (zumindest teilweise) im Zuge der kinematischen Aktivität derselben erfolgte. In den Aufschlüssen im Blattbereich „Meran“ erkennt man stets einen deutlich tektonischen Kontakt zu den ostalpinen Einheiten. Etwas komplexer verhält es sich mit dem Übergang zu den südalpinen Gesteinen (*BSS*, *IGV* und *GMR*), wo sowohl tektonische Kontakte (meistens kataklastisch ausgebildet) als auch scheinbar primäre Kontakte auftreten. Bei letzteren beobachtet man in den Tonaliten eine sehr feinkörnig Randfazies. Am rechten Hang des Felderbaches (*Rio dei Salici*) sind die Tonalite über einen kurzen Abschnitt in den Ifinger-Grandiorit eingedrungen. Außerdem treten Störungen und Scherzonen auf, welche die Tonalite durchschlagen und eine tektonische Aktivität entlang dieser regional bedeutenden Linien über einen langen Zeitraum bestätigen.

Das Gefüge der Tonalite ist grobkristallin mit einer ausgeprägten Vorzugsorientierung der Amphibole und Biotite, die sich von der hellen Quarz-Plagioklas-Grundmasse deutlich abheben (Abb. 55b). Das Gestein ist von einer unterschiedlich starken Foliation gekennzeichnet. Diese Foliation geht auf das ursprüngliche magmatische Fließgefüge zurück, welches bei der nachfolgenden Spröddeformation verstärkt wurde (MARTIN *et alii*, 1993). Die Foliation wird durch die markante Einregelung von Hornblende, Biotit und Quarz definiert.

Die „Lamellen“ im Blatt „Meran“ zeigen einen magmatischen, mittel- bis grobkörnigen Mineralbestand aus idiomorphem, zoniertem Plagioklas, Cummingtonit, brauner bis grüner oder blaugrüner Hornblende, Biotit und untergeordnet Quarz. Nebengemengteile sind Ilmenit, Apatit, Zirkon und Sulfide. Als sekundäre Mineralien treten Epidot, Chlorit, Karbonat und Sulfide auf. Die chemische Zusammensetzung ist quarz-dioritisch bis quarz-gabbroid, mit einer kalkalkalinen und I-typen Affinität, die mit jener vom Adamello-Batolith vergleichbar ist



Abb. 55 - Spätalpidische Tonalite: a) Tonalitlamelle am tektonischen Hauptkontakt zwischen den ostalpinen Einheiten (links) und dem Ifinger Granodiorit (rechts), linke Seite des Felderbachtales; b) Detail der Tonalite.

(MACERA *et alii*, 1985).

Rb/Sr-Datierungen an Biotit der „Tonalit-Lamelle“ im angrenzenden Blatt „Eppan“ ergaben ein Alter von 28 ± 1 Ma, was jenem des nördlichen Abschnitts des Presanella-Plutons, der den nördlichsten Intrusionskörper des Adamello-Batoliths bildet, entspricht (DEL MORO *et alii*, 1985; MARTIN, *et alii*, 1993).

An einer Tonalitprobe (13CM250) aus dem Bereich Lana wurde im Rahmen dieses Projektes das Alter anhand der Rb/Sr-Methode an Zirkon auf $34,0 \pm 1,0$ Ma und $28,6 \pm 1,5$ Ma berechnet, was auf eine komplexe magmatische Geschichte schließen lässt.

4.1.2. - Ultrabasische Gänge (f_u)

Es handelt sich um dunkle Gänge von geringer Mächtigkeit, die sowohl den Ifinger-Granodiorit (IVG), als auch den Kreuzberg-Granodiorit (GMR) durchschlagen. Sie verlaufen fast immer parallel zur Judikarien-Linie beziehungsweise der Meran-Mauls-Linie und sind vom Nebengestein deutlich abgegrenzt. Die Gänge sind aphanitisch und dunkelgrau, fast schwarz gefärbt; mit der Lupe kann man vereinzelt Phänokristalle erkennen. Unter dem Mikroskop zeigen sie ein mikrokristallines Gefüge mit Olivin, Pyroxen, Amphibol und Plagioklas, ihre Zusammensetzung ist foiditisch bis pikrobasaltisch mit alkalischer Affinität.

Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen einigen Dezimetern bis zu einem Meter. Aufgrund ihrer Bedeutung für die geodynamische Entwicklung wurden sie trotzdem kartiert.

4.1.3. - Basisch-intermediäre Gänge (f_y)

Sie treten in verschiedenen Bereichen des Blattes „Meran“ auf und durchschlagen mit scharfen Grenzen sowohl das ostalpine als auch das südalpine Grundgebirge.

Unter den basisch-intermediären Gängen, die in der früheren alpingeologischen Literatur unter dem Begriff *Porphyrite* aufgeführt sind, wurden jene im ostalpinen Bereich des Blattes „Meran“ bereits im 19. Jh. (PICHLER, 1873) beschrieben. Grund dafür war das charakteristische und eigenartige Auftreten von „Phänokristallen“ von Granat (*Töllite Auct.*), die als magmatische Minerale tiefen Ursprungs interpretiert wurden („Töllite“ von PICHLER, 1875; GATTO *et alii*, 1976b; BECCALUVA *et. al.*, 1979; BECCALUVA *et alii* 1983).

In der Typlokalität (Töll/Tel im Vinschgau/Val Venosta) treten diese Körper im Bereich des Zugbahnhofs auf, jedoch kommen viele weitere in derselben Pejo-Einheit von der Talsohle bis in eine Höhe von ca. 1800 m sowie im Kristallin nördlich der Naturnser Hochwart (*Guardia Alta di Naturno*) vor. Am Westhang des Vigiljochs (*Monte San Vigilio*), entlang der Straße nach Aschbach (*Rio Lagundo*), treten auf einer Höhe von ca. 800 m einige Dezimeter mächtige, sehr feinkörnige Gänge auf, die durch eine hellgrüne Grundmasse ohne erkennbare Phänokristalle gekennzeichnet sind und eine ähnliche, intermediäre bis basische Zusammensetzung aufweisen.

In der Texel-Einheit wurde ein Gang ausgemacht, der sich vom Südhang der Kolbenspitze (*La Clava, Valle del Tempo*) bis ins mittlere Spronsertal (*Valle Sopranes*) erstreckt.

Die andesitischen, Granat-führenden Gänge und die anderen Körper desselben Schwarmes durchschlagen sämtliche duktilen Deformationsphasen in unterschiedlicher Richtung; im Mittel sind sie N-S-gerichtet. Die Ganggesteine haben eine Mächtigkeit von 1 bis zu 30 m und zeigen ein porphyrisches Gefüge mit mittlerer Korngröße und einer feinen, grauen Grundmasse. Sie bestehen aus Phänokristallen von Amphibol und Plagioklas (mit Anorthitkern), zu denen sich mehr oder weniger idiomorphe Kristalle von Granat, Biotit und Alkalifeldspat gesellen. Die Grundmasse besteht aus Amphibol, Plagioklas, opaken Mineralien und teilweise Biotit und Quarz. Der Granat wurde als Produkt der magmatischen Kristallisation unter hohem Druck interpretiert.

Die „Töllite“ der Typlokalität ergaben ein Alter von 32 ± 1 Ma (K/Ar-Methode am Gesamtgestein), was dem Zeitraum des „andesitischen“ Magmatismus der Alpen (HUNZINKER, 1974; DEL MORO *et alii*, 1981) bzw. der oligozänen tektonischen Ruhephase (Dehnungstektonik) nach älteren Autoren (siehe auch LAUBSCHER, 1974 a, b) zuzuordnen ist. Der in der Literatur bekannte dazitische Gang im Bereich des Rauhen Bühels (*Colle Scabro*) (konnte im Zuge der vorliegenden Kartierung nicht bestätigt werden) ergab ein etwas früheres Alter von

48 ± 4 Ma (GATTO *et alii*, 1976a). Aufgrund der geringen Datendichte wurde keine weitere magmatische Phase zusätzlich zur oligozänen, die im gesamten Alpenraum auftritt, formuliert. Der diskordante Charakter der Gänge bezüglich der alpidischen Störungen im Bereich von Grundgebirge und Sedimentauflage liefert wertvolle Erkenntnisse zur zeitlichen Eingrenzung der abgeschlossenen, strukturellen Platznahme der Pejo- und Texel-Einheiten. Die N-S-Orientierung der Gänge spiegelt ein spätalpidisches Kluftsystm, welches die Gänge selbst verformte, wider. Daraus ergeben sich für diese Hauptrichtung mindestens zwei getrennte, tektonische Phasen.

Basisch-intermediäre Gänge durchschlagen mit scharfen Grenzen auch das südalpine Grundgebirge. Es handelt sich um basaltische, andesitisch-basaltische und andesitische Gänge von schwarzer, grau-grüner oder dunkelgrüner Farbe mit kalkalkaliner Affinität. Sie sind meistens porphyrisch ausgebildet mit Phänokristallen von Amphibol, Pyroxen und Plagioklas in einer Plagioklas-führenden, interserialen Grundmasse. Die Mächtigkeit liegt generell unter einem Meter. Das Alter der Gänge wurde nicht bestimmt, aber zahlreiche radiometrische Altersdatierungen aus der Literatur, die an Intrusionen in benachbarten Gebieten durchgeführt wurden (DAL PIAZ *et alii*, 1988), legen ein oligozänes Alter (30–32 Ma) nahe.

4.2. - GEOCHEMIE DER SPÄTALPIDISCHEN MAGMATITE

Die geochemischen Daten der spätalpidischen Magmatite auf Blatt 013 „Meran“ (TLG , f_u und f_y) sind in Tabelle 5 für die Hauptelemente und die Spurenelemente sowie in Tabelle 6 für die REE aufgelistet. Für die petrographische Charakterisierung und Klassifizierung wurden die üblichen TAS-Diagramme (LE BAS *et alii*, 1986; WINCHESTER & FLOYD, 1977; DE LA ROCHE *et alii*, 1980) und die Chondrit-normalisierten REE-Muster (SUN & MCDONOUGH, 1989) verwendet, die in den Abbildungen 56, 57 und 58 wiedergegeben werden.

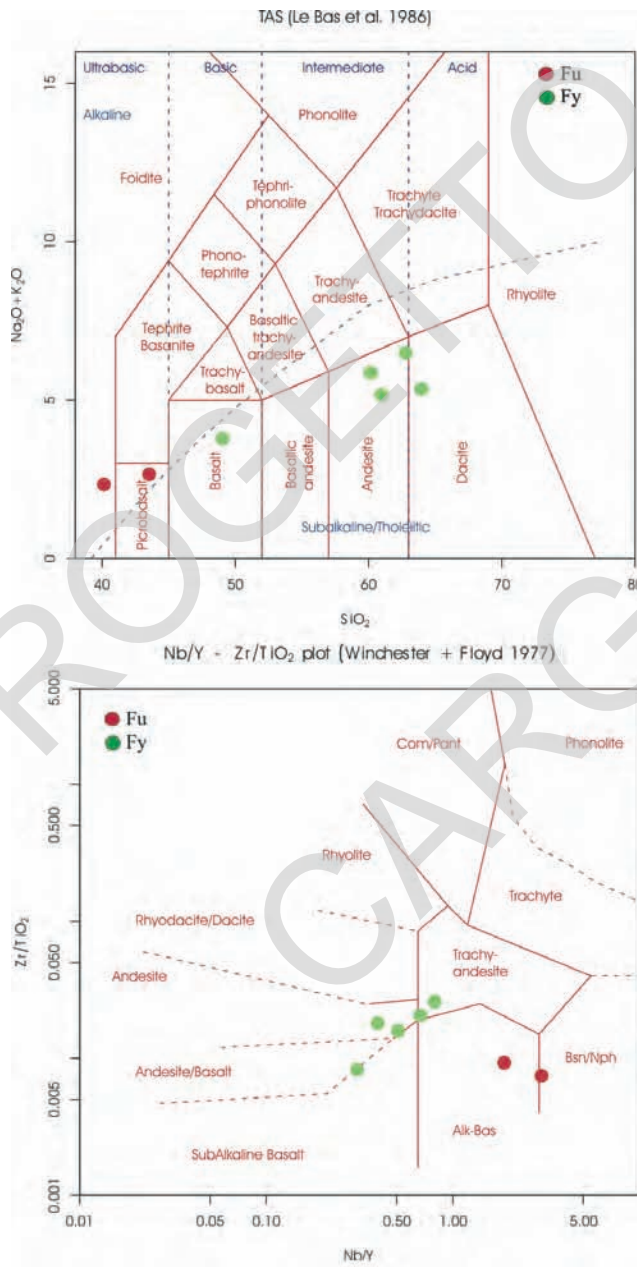


Abb. 56 - Klassifizierung der alpidischen Gänge auf Blatt 013 „Meran“

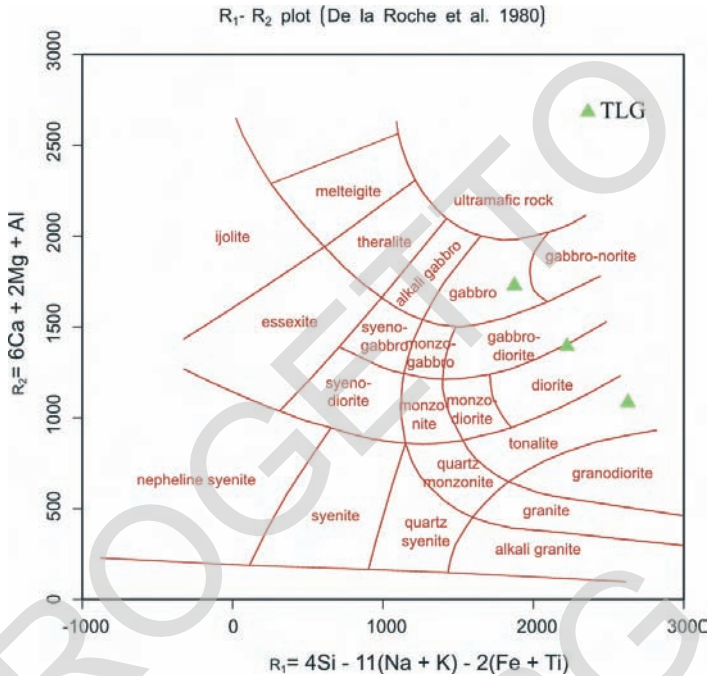


Abb. 57 - Klassifizierung der spätalpidischen Gänge auf Blatt 013 „Meran“

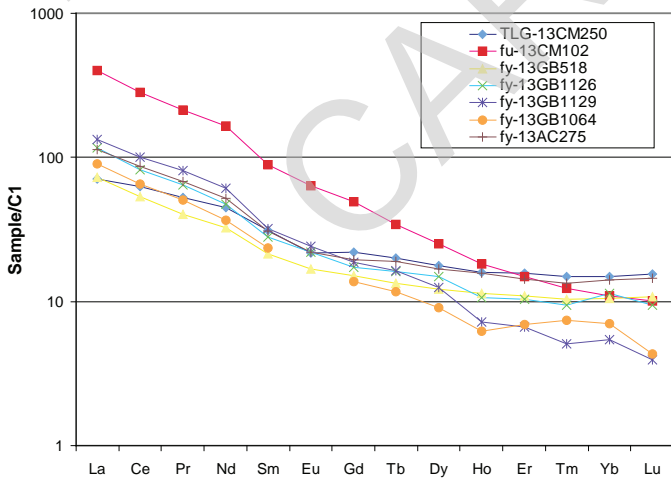


Abb. 58 - Verteilung der Seltenerdmetalle der spätalpidischen magmatischen Produkte auf Blatt „Meran“. Die Werte sind Chondrit-normalisiert (C1), SUN & McDONOUGH (1989).

Tab. 5 - Geochemische Daten der Hauptelemente und der Spurenelemente in den spätalpidischen Magmatiten auf Blatt 013 „Meran“.

Formalion	Kürzel/Lithologie	Probe	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Tot.	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pb	Th	
Tonalit	TLG	Diorit	13CM250	54,44	0,95	18,21	7,93	0,16	3,52	8,02	2,54	1,19	0,19	1,39	98,53	153	21	15	10	14	100	44	260	26	147	9	267	17	38	12	1	
Tonalit	TLG	Tonalit	13CM313	62,29	0,57	16,45	5,40	0,13	2,96	5,70	2,95	1,38	0,27	1,91	100,02	6	80	31	11	7	6	59	49	363	17	130	8	412	14	28	16	0
Tonalit	TLG	Gabbros	13GB402	47,28	1,10	19,16	8,61	0,16	8,31	8,78	1,70	1,83	0,15	2,92	100,00	58	424	155	30	46	24	205	84	322	15	33	3	355	8	16	149	5
Ultrabassische Gänge	fu	Picrobasalt	13CM102	41,99	2,97	10,91	13,57	0,18	11,75	11,57	1,97	0,59	0,94	3,34	99,78	256	428	58	272	18	136	20	557	28	286	53	408	95	172	8	22	
Ultrabassische Gänge	fu	Picrobasalt	13CM1221	38,81	2,75	8,92	12,87	0,21	17,04	13,05	0,84	1,42	0,76	3,34	100,01	29	1656	696	69	333	4	131	40	565	18	212	55	999	98	138	17	21
Bassisch-intermediäre Gänge	fy	Basalt	13GB518	46,11	0,83	15,46	8,98	0,16	10,50	8,29	1,00	2,56	0,13	5,51	99,52	246	644	41	171	46	86	160	164	19	73	6	344	17	33	9	5	
Bassisch-intermediäre Gänge	fy	Andesit	13GB1126	59,56	0,64	17,44	6,18	0,11	2,66	6,05	2,60	2,44	0,15		17	73			10	10	1	64	98	288	17	105	9	421	28	50	1	8
Bassisch-intermediäre Gänge	fy	Andesit	13GB1129	60,36	0,60	17,86	5,14	0,08	1,38	4,48	2,28	3,96	0,20		6	6		6	5	0	63	220	212	14	161	11	620	32	62	0	11	
Bassisch-intermediäre Gänge	fy	Andesit	13GB1064	62,45	0,44	17,48	4,53	0,09	1,98	5,43	3,30	1,92	0,12		10	63		8	12	1	66	86	342	12	93	8	405	22	40	1	7	
Bassisch-intermediäre Gänge	fy	Dazit	13AC275	58,27	0,68	17,53	6,47	0,13	2,63	5,44	2,69	2,99	0,16		17	87		11	7	1	68	144	304	25	126	10	565	2762	53	0	8	

Labors:

Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Alma Mater Studiorum Università di Bologna

Centre de Recherches Petrographiques et Géochimiques, CNRS Nancy, France

ACME Analytical Laboratories LTD, 852 E. Hastings st. VANCOUVER BC V6A 1R6

Tab. 6 - Geochemische Daten der Seltenerdmetalle (REE) in den spätalpidischen Magmatiten auf Blatt 013 „Meran“.

Probe	LG-13CM25	fu-13CM102	fy-13GB518	fy-13GB1126	fy-13GB1129	fy-13GB106	fy-13AC275
La	16,810	95,050	17,340	27,60	31,50	21,50	27,00
Ce	38,440	172,100	32,620	50,40	61,50	40,20	53,30
Pr	5,005	20,350	3,846	6,12	7,69	4,82	6,42
Nd	20,960	76,920	15,270	22,10	28,40	17,20	24,20
Sm	4,775	13,580	3,266	4,30	4,90	3,60	4,70
Eu	1,252	3,666	0,970	1,27	1,40	0,00	1,27
Gd	4,529	10,140	3,124	3,54	3,84	2,84	3,99
Tb	0,750	1,282	0,502	0,60	0,61	0,44	0,71
Dy	4,518	6,414	3,108	3,78	3,17	2,31	4,25
Ho	0,901	1,027	0,642	0,60	0,41	0,35	0,89
Er	2,602	2,474	1,803	1,72	1,10	1,15	2,36
Tm	0,382	0,315	0,264	0,24	0,13	0,19	0,34
Yb	2,522	1,869	1,786	1,93	0,92	1,20	2,41
Lu	0,393	0,257	0,273	0,24	0,10	0,11	0,37

Labors:
 Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques, CNRS Nancy, France (analisi ICP-MS)
 ACME ANALYTICAL LABORATOIRES LTD. 852 E. HASTINGS ST. VANCOUVER BC V6A 1R6

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

5.1. - 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 Supersystem bis zum Subsystem. Zusammenfassend entsprechen sie den folgenden Einheiten (Abb. 59):

- Die prä-LGM-Ablagerungen entsprechen dem Monte-Spinale-Supersystem, mit 2 Systemen, dem Kaltern-System (*Caldaro*) im Passer-Einzugsgebiet und dem Aberstückl-System (*Sonvigo*) im Sagbachtal (*Valle del Rio Segà*), einem Seitental der Talfer (*Talvera*).

- Die Ablagerungen des letzten glazialen Hochstandes (*Last Glacial Maximum*, abgekürzt: LGM) entsprechen dem Garda-System (*SGD*), welches wiederum 2 Subsysteme umfasst: Das St.-Pankraz-Subsystem (*San Pancrazio*), das einzig im Falschauer-Untereinzugsgebiet (*Rio Valsura*) im Ultental (*Val d'Ultimo*) auftritt, sowie das Weissbrunn-Alm-Subsystem (*Malga Fontana Bianca*), das im gesamten Blattbereich vorkommt. Diese Einheiten umfassen glazigene Ablagerungen, die der pleistozänen Hauptrückzugphase zuzuschreiben sind, jedoch

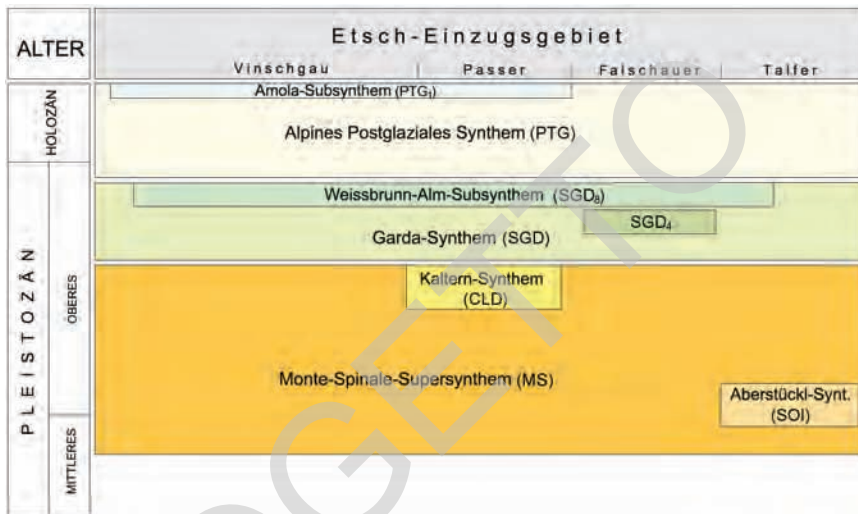


Abb. 59 - Schematische Übersicht der stratigraphischen Verhältnisse der kartierten quartären Einheiten; SGD_4 = St.-Pankraz-Subsynthem. Die zeitliche Zuordnung ist nur eine Annäherung, da es sich um diachrone Einheiten handelt.

in den verschiedenen Einzugsgebieten mitunter verschieden ausgebildet sind und durchaus auch Gletschervorstöße aufweisen können.

- Die postglazialen Ablagerungen entsprechen dem Alpenen Postglazialen Synthem, welches noch ein Subsynthem (Amola-Subsynthem) umfasst, mit den glazigenen Ablagerungen der Kleinen Eiszeit und jüngerer Vorstöße bis heute sowie Hangschuttbildungen und andere Ablagerungen verschiedenster Herkunft, die zweifelsfrei dieser Phase zuzuordnen 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 Unter-einzugsgebieten der Etsch in der schematischen Übersicht mit einzubeziehen.

5.2. - STRATIGRAPHISCHE EINHEITEN VOR DEM LETZTEN GLAZIALEN HOCHSTAND – MONTE-SPINALE-SUPERSYNTHEM (MS)

In der Kartierung der quartären Ablagerungen auf Blatt „Meran“ wurde das Monte-Spinale-Supersynthem (MS) generell für sämtliche Einheiten, die älter sind als das Garda-Synthem, verwendet. Dabei fließen alle undifferenzierten Ablagerungen mit ein, die nicht eindeutig dem Kaltarn- oder dem Aberstückl-Synthem zuzuordnen waren, da sie in anderen Tälern auftreten u./o. die verfügbaren

Elemente nicht für eine einwandfreie Korrelation ausreichen. Es handelt sich um Ablagerungen, die bisher noch nie in der geologischen Literatur beschrieben wurden.

Generell handelt es sich um Sedimente von geringer Ausdehnung oder solchen in schlechten und anerodierten Aufschlüssen in den unteren Hangbereichen oder direkt im Talboden. Da sie in getrennten Abschnitten auftreten, stimmen die jeweiligen Typprofile gleichzeitig mit den Aufschlussbereichen überein.

Im Allgemeinen stellen diese Ablagerungen lokale Bedingungen dar, in denen das entsprechende Basisniveau über dem heutigen lag. Dies kann auf eine generelle Überschwemmung der Täler, wie im Falle des Kaltern-Synthems, zurückgeführt werden. Es ist aber auch nicht auszuschließen, dass die Steuerung des Erosionsniveaus durch die Bildung eines großen Talgletschers im Haupttal erfolgte.

Im Passeiertal beobachtet man überkonsolidierte, sandig-kiesige Ablagerungen von begrenzter Ausdehnung, die unterhalb der Moränenablagerungen des Garda-Synthems liegen. Aufgrund ihrer Höhe können diese Ablagerungen nicht mit dem Kaltern-Synthem in Verbindung gesetzt werden.

Im Ultental ist NE von „Auf der Klaus“ („*La Chiusa*“) eine Abfolge aus grob geschichteten Schottern mit seltenen Sandlinsen aufgeschlossen, die von reichlich vulkanischen Klasten gekennzeichnet sind. Die maximale Mächtigkeit erreicht ca. 20 m. Diese Einheit liegt direkt auf dem Felsuntergrund und weist eine erosive Obergrenze zu den Eisrandsedimenten des St.-Pankraz-Subsynthems auf. Eine Zuordnung der Ablagerungen zu dieser Einheit ist unsicher.

Immer im Ultental erkennt man eine ehemalige Talsohle, die über der heutigen Felsschlucht der Falschauer (*Rio Valsura*) ab St. Pankraz (*S. Pancrazio*) liegt. Am Austritt ins Etschtal liegt diese ehemalige Talsohle rund 70–80 über der Wurzel des Lananer Schwemmfächers. Dieser Höheunterschied ist mit dem Top der Ablagerungen des Kaltern-Synthems im Meraner Becken vergleichbar. All diese Elemente lassen auf eine ursprünglich höher aufgeschwemmte Etschtalsole schließen, wie in Kapitel 5.2.2. noch eingehender beschrieben wird.

Aus chronologischer Sicht können alle bisher beschriebenen Ablagerungen ins Pleistozän gestellt werden.

5.2.1. - Aberstückl-Synthem (SOI)

Im untersten Abschnitt des Sagbachtals (*Valle del Rio Sega*), einem Seitental der Talfer, tritt südwestlich von Aberstückl (*Sonvigo*, außerhalb des Kartenblattes) ein Profilaufschluss zutage, der für die Rekonstruktion der quartären Entwicklung des gesamten Gebiets von Bedeutung ist. Die quartäre Abfolge liegt direkt auf dem Felsuntergrund, der hier von Quarzphylliten in tektonischem Kontakt zum Ifinger-Granodiorit dargestellt wird. Darüber folgen ca. 30 m massiger, matrixge-



Abb. 60 - Begrabener Bodenhorizont am Top der Grundmoräne des Aberstückl-Synthems (SOI), der von der Moräne des Garda-Synthems (SGD) abgeschnitten wurde. Die im oberen Abschnitt auftretenden Kohlereste ergaben ein Alter von 56.000 Jahren B.P. (Aufschluss bei Lahn/Lavina im Sagbachtal/ Valle del Rio Sega, einem rechten Seitental der Talfer/Talvera.

stützter Diamikt mit reichlich sandig-siltiger Matrix von hellbraun-oliver Farbe (2.5Y 5/3) und vorwiegend granitischen bis untergeordnet phyllitischen Klasten. Die Ablagerung wird großteils als Grundmoräne eines lokalen Gletschers von der Anteranaln (*Alpe di Anteran*) interpretiert. Am Top der Ablagerung, auf einer Höhe von 1550 m, findet sich ein 50–60 cm mächtiger, verschütteter und abgeschnittener Bodenhorizont vom Profiltyp Bw1/Bw2/C. Der oberste, sandige Abschnitt zeigt eine braune Färbung (7.5YR 4/4) und enthält Kohlereste von einigen Millimetern (Abb. 60).

Alle beschriebenen Ablagerungen sind überkonsolidiert, die Klasten mitunter zerbrochen. Die überlagernde Abfolge umfasst massige Diamikte mit einem geringeren Matrixanteil (Ausschmelzmoräne), teilweise undeutlich geschichtet. Diese Bildungen wurden dem Garda-Synthem zugeordnet.

Die ^{14}C -Datierung der Kohlereste ergab ein Alter von 56.000 Jahren BP (siehe. Tab. 7), womit man an die Grenzen dieser Methode stößt. Auf jeden Fall können dadurch die Ablagerungen einem glazialen Ereignis des unteren Oberpleistozäns oder des Mittelpleistozäns zugeordnet werden. Vergleichbar alte, glaziale Ablagerungen kann man im Etsch-Einzugsgebiet im Brixner Talkessel finden, wo die Ablagerungen anhand der ^{14}C -Methode auf 64.400 ± 1000 Jahren BP datiert

wurden (FLIRI, 1978). Diese Datierung bezieht sich auf ein Holzstück innerhalb einer Abfolge aus laminierten Tonen und Silten, die als glaziolakustrine Einschaltungen in einem glaziofluvialen, kiesig-sandigen Komplex interpretiert wurden. Im Bereich von Kaltern (AVANZINI *et alii*, 2007) wurden kleine, stark verwitterte Reste einer Ausschmelzmoräne beschrieben, die generell einem Zeitraum vor dem LGM zugeteilt wurden, für welche jedoch keine genaueren Datierungselemente zur Verfügung stehen.

Die Ablagerungen des Aberstückl-Synthems treten unkontinuierlich am linken Hangfuß des unteren Sagbachtals (*Valle del Rio Sega*) auf. Aufgrund der Seltenheit von signifikanten Aufschlüssen konnte ihr Auftreten auf der rechten Talseite nicht bestätigt werden. Infolge der nur bruchstückhaft ermittelten Geometrie der Leitflächen, auf denen die Ablagerungen des Garda-Synthems aufliegen, kann nicht ausgeschlossen werden, dass letztere in die vorliegende Einheit eingeschlossen sein können.

Im Sarntal-Pensertal (*Val Sarentino–Val di Pennes*) sind in der Literatur alte, terrassierte, alluviale Ablagerungen beschrieben, die verbreitet im Talbodenbereich auftreten, aber nicht mit Sicherheit einer interglazialen Phase zugeordnet werden konnten. Die vorher beschriebenen Ablagerungen können mit diesen Sedimenten, die außerdem im Blattbereich fehlen, nicht in Verbindung gebracht werden.

5.2.2. - Kaltern-Synthem (CLD)

Synonyme für dieses Synthem sind: „*Schuttmassen*“ (BLAAS, 1892), „*gelbe Schuttablagerung mit großen Blöcken*“ (PENCK & BRÜCKNER, 1909), „*deposito grossolano in banchi*“ (SANDER & HAMMER, 1926). Der Bereich Schloss Tirol (*Castel Tirol*) und das untere Spronsertal (*Val Sopranes*, Finelebach/*T. Finele*) erlangten Bekanntheit durch ihre Erdpyramiden (KLEBELSBERG, 1927; PERNA, 1963), die in die Moränenablagerungen des Garda-Synthems und in die Bildungen des Kaltern-Synthems geformt wurden. An beiden Orten finden sich ausge dehnte, wenn auch nur teilweise zugängliche Aufschlüsse. Das repräsentativste Profil tritt am Osthang des Hügels von Schloss Tirol auf (Abb. 61 und 62a). Dies war auch der Bezugspunkt für die vorherigen Autoren. Die Aufschlüsse erstrecken sich über die genannten Lokalitäten noch bis in den Talgrund des Passeiertals (*Val Passiria*), wo man sie auf beiden Talseiten kontinuierlich bis nach Saltaus (*Saltusio*) verfolgen kann.

Die Ablagerungen von Schloss Tirol (*Castel Tirol*) und im unteren Spronsertal (*Val di Sopranes*) (Abb. 62c) bestehen aus einem massigen, matrixgestützten Diamikt mit untergeordneten Einschaltungen von komponentengestütztem Diamikt und kreuz- bis horizontal geschichteten, sandig-kiesigen Linsen mit loka-



Abb. 61 - Klassische Ansicht von Schloss Tirol von Dorf Tirol aus gesehen. A: Massiger, matrixgestützter Diamikt mit untergeordneten Einschaltungen aus komponentengestütztem Diamikt und seltener grob geschichteten Schottern und Sanden (Murschutt und Wildbachablagerungen, die dem Gratscherbach/Rio Quarazze zuzuordnen sind); A': Konkav-planare Linse aus sandigem Ton mit horizontal geschichteten Sand- und Schotter-Einschaltungen (mittel- bis niedrigerenergetische Gratscherbach-Fazies); B: Grob geschichtete Schotter mit Dachziegellagerung (glaziofluviale und anaglaziale Ablagerungen, die aus WNW stammen); C: Massiger, matrixgestützter Diamikt (Grundmoräne); D: Massiger, matrixgestützter Diamikt mit einem niedrigeren Matrixanteil gegenüber C (Ausschmelzmoräne); α = Diskontinuität 1. Grades, welche das Kaltern-Synthem (A und A') vom Garda-Synthem (B, C, D) trennt.

len Imbrikationsstrukturen. Der Diamikt enthält vorwiegend kantengerundete und angerundete Klaster von einem mittlerem Durchmesser zwischen 5 und 30 cm. Selten treten Blöcke über einem Meter auf. Das Kornspektrum zeigt zumeist eine lokale Herkunft an, wobei Paragneisklaster dominieren. Die Matrix macht gewöhnlich 60-70 % des Diamikts aus und besteht aus schlecht gradierten Sanden von braun-gelblicher Farbe (10YR 4/4).

Die bisher beschriebenen Fazies können mit Murschuttablagerungen in Verbindung gebracht werden. Untergeordnet spielen Umlagerung und Transport durch mittel- bis hochenergetische Wildbachsysteme in gemischten Fächern eine Rolle, so wie man sie heutzutage im Vinschgau (Val Venosta) beobachten kann,.

Bei Riffian (*Rifiano*) und Schenna (*Scena*) treten auf beiden Seiten der Tal-

sohle (Abb. 62b) grob geschichtete und imbricate Schotter mit kleineren Blöcken, lokal sandig bzw. mit flach kreuzgeschichteten Sandlinsen auf. Die lithologische Zusammensetzung spiegelt das Gesteinsspektrum des Passeierer Einzugsgebiets wider: Gneis, Glimmerschiefer, untergeordnet Granit und seltener Amphibolit, Quarzit und Marmor. Alle gesammelten Daten weisen auf terrassierte Wildbachablagerungen der Passer (*F. Passirio*) hin.

Die Gesamtmächtigkeit wird auf mindestens 200 m geschätzt.

Das Ablagerungsalter des Kaltern-Synthems wurde bereits von PENCK & BRÜCKNER (1909) ins Riss-Würm-Interglazial gestellt. Auf Basis der stratigraphischen Verhältnisse mit den Ablagerungen des Garda-Synthems, einiger interner Eigenschaften und der radiometrischen Datierungen wird dieses Alter bestätigt.

Der Kontakt zwischen dem Moränenmaterial des Garda-Synthems und den Ablagerungen der untersuchten Einheit ist erosiv ausgebildet. Die Erosionsprozesse waren jedoch örtlich eher schwach ausgeprägt, wodurch die ursprünglichen Ablagerungsformen des Kaltern-Synthems mitunter großflächig und gut erhalten sind. Das trifft auf den rechten Hang des Passeiertals zwischen Dorf Tirol (*Tirol*) und Riffian (*Rifiano*) zu, wo eine Hänge-Terrasse rund 50–70 m über dem heutigen Passerniveau auftritt. Der heutige Talboden selbst ist in alte Alluvionen der Passer eingetieft, die wiederum von einigen Metern Moräne des Garda-Synthems überlagert sind. Das schwach gegen Osten geneigte Gelände der Dörfer Kuens (*Caines*) und Dorf Tirol (*Tirol*) besteht zwar oberflächlich aus Ablagerungen des Garda-Synthems, spiegelt aber gleichzeitig die ehemalige Oberfläche des alten Schwemmfächers des Finelebachs (*T. Finele*) sehr gut wider. Der Bacheinschnitt selbst hat in Folge diesen Fächer in zwei Teile getrennt. Wahrscheinlich war dieser Fächer auch einst im Westen mit dem alten Gratsch-Fächer (*Quarazze*) verbunden. Zu letzterem werden die Ablagerungen unterhalb von Schloss Tirol (*Castel Tirol*) gezählt. Somit entwickelte sich entlang der gesamten rechten Talflanke dieses Abschnittes des Passeiertals ein durchgehender Schuttstreifen, der die Erhebung im NW des Segenbühels (*M. Benedetto*) umhüllte.

Diese alten Formen, die man in großem Maßstab im Passeiertal noch recht gut erkennen kann, erlauben die Rekonstruktion einer älteren Talsohle, die 50–70 m über der heutigen lag. An dieses Niveau schließen die Fächer der Seitenbäche auf beiden Talflanken an. Die Fächer sind heute mitunter unterschiedlich umgeformt und tiefer eingeschnitten, wie z.B. der Fächer des Masulbachs (*Rio Masul*, Abb. 62d) oder jener des Saltauserbaches (*Rio Saltusio*). Diese Fächer lassen sich mindestens bis nach St. Leonhard in Passeier (außerhalb des Blattbereiches) verfolgen. Dort sind terrassierte Ablagerungen des Paläofächers des Waltnerbaches (*Rio di Valtina*) vorhanden, die rund 40–50 m über der heutigen Talsohle liegen bzw. von den Ablagerungen des Garda-Synthems mit diskordanter Grenze überlagert werden. Diese Ablagerungen sind in der Literatur bereits beschrieben (Autorenkollektiv, 1971).

Die bei Schloss Tirol aufgeschlossenen Ablagerungen lassen auf das Vorhan-



Abb. 62 - Kaltern-Synthem: a) Kontakt zwischen den grob geschichteten Schottern des Garda-Synthems (Einheit B in Abb. 61) mit kiesigen Sanden und dem matrixgestützten Diamikt des Kaltern-Synthems (Einheit A in Abb. 61); bei Position 1, knapp einen Meter unterhalb des Kontaktes (α) der beiden Einheiten, wurden die Kohlereste der Probe KIA-23058 entnommen, die ein ^{14}C -Alter von 43.440 ± 1.560 – 1.310 Jahren BP ergab (Schloss Tirol, Zufahrtstollen); b) Detail der grob geschichteten und imbrikativen Schotter mit Sandlagen innerhalb der alten Wildbachablagerungen der Passer (Schenna/Scena, beim Innerleiterhof); c) Massiger, matrixgestützter Diamikt mit kohlehaltigen Sandlinsen, woraus ein ^{14}C -Alter von 31.130 ± 320 Jahren BP (Probe UZ-4748/ETH-25605, unteres Spronseretal/Valle di Sopranes) gewonnen wurde; d) Übersichtsfoto des Paläofächers des Masulbaches (linker Teilbereich).

densein von Fächern schließen, die sich gleichzeitig zu jenen im Passeiertal bildeten oder gar ineinander übergingen und hoch über der heutigen Etschtalsole liegen. Unter Berücksichtigung ihrer Grenze zum Garda-Synthem (α in Abb. 61 und 62a) und der Annahme, dass diese Fächer mit der ursprünglichen Oberfläche der Ablagerungen grundsätzlich in Höhe und räumlicher Erstreckung übereinstimmen, ergibt sich eine Terrasse von rund 50–80 m oder gar mehr über dem heutigen Etschtalgrund. Diese Werte sind mit den Terrassen im Passeiertal und im Ultental vergleichbar. Im Etschtal gibt es jedoch kaum weitere Hinweise für alte Ablagerungen dieser Entwicklungsphase. Die nächsten vergleichbaren Ablagerungsreste treten erst im Bereich Bozen auf (KLEBELSBERG, 1926). Damit bleibt die Frage offen, ob das Fehlen derartiger alter Ablagerungen auf eine Erosion während des letzten glazialen Hochstandes (LGM) zurückzuführen ist, oder ob

Tabelle 7 - Zusammenstellung der Ergebnisse der AMS ^{14}C -Datierungen, die an Proben aus verschiedenen Ortschaften auf Blatt „Meran“ durchgeführt wurden.

(*) Kalibriertes Alter mittels Programm CALIB rev 4.3 (STUIVER et alii, 1998).

(**) Kalibriertes Alter mittels Software OxCal Ver. 3.10, welche auf atmosphärischen Daten basiert (REIMER et alii, 2004).

Anzahl Analysen	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 (*)(**) $\pm 1 \sigma$ (68,2%) und $\pm 2 \sigma$ (95,4%)
KIA-20729	Schottergrube Falschauer Lana	280	-5.0	PTG	fluviatil	Kohlereste	1299 \pm 17	665-724 e 741-771 AD (*)
KIA-23059	Schottergrube Falschauer Lana	273	-12.0	PTG	fluviatil	Kohlereste	7541 \pm 32	6437-6392 BC (*)
LTL2591A	Meran, Sandplatz	302.8	-14.0	PTG	fluviatil	Holz	6669 \pm 50	5670-5480 BC (**)
KIA-23055	Öttenbachtal	1625	-1.15	PTG	fluviatil	Holz	1003 \pm 21	987-1150 AD (**)
UZ-4748/ ETH-25605	Spronsertal, Kuens	495	-0.1	CLD	gemischter Fächer	Kohlen	31130 \pm 320	—
KIA-23057	Spronsertal, Kuens	690	-0.1	CLD	gemischter Fächer	gemischter Fächer.	36770 +590/-550	—
"	"	"	"	"	"	Kohlereste, Huminsäuren	36130 +490/-460	—
KIA-23058	Schloss Tirol	604	-0.1	CLD	gemischter Fächer	Kohlereste	43440 +1560/-1310	—
LTL2696A	Schloss Tirol	504	0	CLD	gemischter Fächer	Kohlereste	36400 \pm 450	—
LTL2685A	Vinschgau,	516	-3.8	PTG	fluviatil	Holz	185 \pm 40	—
LTL2592A	Sagbachtal	2015	-1	PTG	begrabener Bodenhorizont	Kohlereste	2720 \pm 45	980-800 BC (**)
UIC15237	Sagbachtal	1553	0	SOI	Bodenhorizont über Moräne	Kohlereste	56000	—
LTL2684A	Naturns, Deponie	519.5	-2.5	PTG	Moorablagerung	Torf	1650 \pm 45	250-300 e 320-540 AD (**)
LTL2683A	Naturns, Deponie	515.5	-6.53	PTG	Moorablagerung	Ton mit Torf	4312 \pm 45	3090-3060 e 3030-2870 BC (**)
LTL2682A	Naturns, Deponie	510	-11.95	PTG	fluviatil	Holz	5973 \pm 55	4990-4720 BC (**)

bereits davor bedeutende Erosionsprozesse stattgefunden haben.

Die Ablagerungen sind durchwegs überkonsolidiert und zeigen auch entsprechend typisch zerrissene Gerölle als Zeichen der Auflast. Die Klaster sowie die sandige Matrix erscheinen unterschiedlich stark verwittert (z.B. Abb. 62b).

Radiometrische Altersdatierungen an vier Proben mit Kohleresten aus sandigen Linsen, – zwei auf der linken Seite des Finelebachgrabens bei Kuens (*Caines*) an 2 verschiedenen Stellen sowie zwei bei Schloss Tirol (*Castel Tirol*) –, ergaben Alter zwischen 31.000 und ca. 45.000 Jahren BP (vgl. Tab. 7). Somit fallen die untersuchten Ablagerungen ins Oberpleistozän, in eine Zeit vor dem LGM und zwar in die Sauerstoff-Isotopenstufe 3 (*Marine Isotope Stage/MIS 3*).

Die eben besprochenen Datierungen sind mit jenen aus Ablagerungen im Überetsch² vergleichbar und daher lassen sich im Etsch-Einzugsgebiet auch beide Ablagerungen korrelieren und dem Kaltern-Synthem zuordnen.

Es ist bekannt, dass in mehreren Tälern des Etsch-Einzugsgebietes alte alluviale Komplexe auftreten, deren Bedeutung betreffend Erstreckung sowie Ablagerungsraum und -alter mehrfach von den früheren Autoren behandelt wurde (z.B. KLEBELSBERG, 1926, 1935; CASTIGLIONI, 1929).

Bezüglich der Bedeutung des Kaltern-Synthems im Etsch-Einzugsgebiet werden nach bisherigem Kenntnisstand folgende Punkte unterstrichen:

- Die Ablagerungen bilden vorwiegend kiesige Terrassenkomplexe im heutigen Talbodenbereich oder sogar darüber an den Hängen;
- es handelt sich überwiegend um alluviale, glaziofluviale und gemischte Ablagerungen, die an die älteren Bildungen (alte Fächer am Ausgang der Seitentäler) anbinden oder mit diesen verzahnen; mitunter kommen Hangschuttablagerungen vor, die mit den vorherigen verzahnen oder für welche eigene radiometrische Datierungen zur Verfügung stehen);
- die Ablagerungen sind überkonsolidiert, häufig treten Rissbildungen durch Auflastdruck auf. Die karbonathaltigen Ablagerungen sind teils unregelmäßig, teils durchgehend zementiert;
- das Auftreten von eingeschalteten glazigenen Sedimenten wurde nur an einigen Stellen festgestellt und ist zum Teil äußerst unsicher; diese könnten auf schnelle Vorstoß- und Rückzugsphasen der Gletscher zurückzuführen sein;
- das Auftreten von bedeutenden Erosionsflächen innerhalb dieser Komplexe ist im Allgemeinen nicht gesichert; ausgenommen sind lokalen Gegebenheiten;
- die überwiegend grobe Körnung der Ablagerungen lässt auf proximale Ablagerungsbedingungen mit erheblicher Sedimentverfügbarkeit schließen. Nach dem Modell von VAN HUSEN (1983), welches für die österreichische Seite erstellt,

² Drei ¹⁴C-Datierungen wurden bisher an alluvialen Schottern des Kaltern-Synthems durchgeführt: Davon liegen zwei außerhalb des Anwendungsbereiches der ¹⁴C Methode (> 48.000 Jahren) (AVANZINI *et alii*, 2007); eine Probe an Kohleresten wenige Meter unter dem Top der Einheit wenig südlich von Kaltern ergab ein Alter von 34.085 ± 350 Jahren (CUCATO, unveröff. Daten).

später aber auch für die italienische ausgedehnt (VAN HUSEN, 1989) wurde, geht die große Sedimentverfügbarkeit auf ein kühles Klima mit lückenhaft bewachsenen Hängen (vorwiegend Sträucher und Gräser) zurück; in diesem Umfeld waren in erster Linie periglaziale Prozesse weit verbreitet, Palynologische Daten bestätigen für die glaziolakustrinen Sedimente im Brixner Kessel solche Bedingungen (VAN HUSEN, 1989);

- die bisherigen Datierungen stellen den Großteil der Sedimente ins Oberpleistozän, insbesondere ins MIS 3. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass einige Ablagerungen noch älter sind.

5.3. - 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 (LGM), die sich im gesamten Etsch-Sarca-Einzugsgebiet (BINI *et alii*, 2004) verfolgen lässt, abgelagert wurden. Im vorliegenden Blatt füllten die Gletscher mit einer imposanten Eisdecke die Alpentäler aus. Nur die Bergrücken, meist über 2200–2300 m (Abb. 63), ragten aus den Eismassen heraus. Die



Abb. 63 - Rekonstruktion der erreichten Gletscherposition im Würm, nach PENCK & BRÜCKNER (1909, modifiziert). Legende: 1) Talgletscher im Würm (Höhenlinien der Gletscheroberfläche in 100 m Intervallen); 2) Wasserscheiden mit Schneebedeckung.

verschiedenen Gletscherzungen vereinten sich talabwärts und flossen im Bozner Talkessel zusammen, örtlich sind auch Spuren von Transfluenzereignissen dokumentiert.

Die veröffentlichten paläogeographischen Rekonstruktionen (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1935; CASTIGLIONI, 1940; VAN HUSEN, 1987) zeigen eine gering geneigte Oberfläche der großen Gletscher. Nach PENCK & BRÜCKNER (1909) entwickelte sich im Abschnitt des Etschtals im Blattbereich eine Eisdecke bis auf 2050 m bei Burgstall (*Postal*) und bis auf 2180 m bei Naturns (*Naturno*, Abb. 63). Aus den nördlichen Hängen der Texelgruppe (*Gruppo di Tessa*) wälzten sich zahlreiche Gletscher Richtung N und NE und vereinten sich zu einer einzigen Gletscherzunge, die des Passeiertal herabfloss, um im Bereich von Meran auf den Vinschgauer Hauptgletscher zu treffen. Eine ausgedehnte Transfluenz fand im Bereich der Hochfläche von Mölten-Vöran-Hafling (*Meltina-Verano-Avelengo*) statt und endete im Passeierer Gletscher. Vom Vinschgau her verlief die Hauptgletscherzunge flächendekend über den Bergücken Rauher Bühel- Vigiljoch (*Colle Scabro-S. Vigilio*) und vereinte sich mit dem Gletscher des Ultentals (*Val d'Ultimo*). Unzählige, N140°E-gerichtete Gletscherschrammen zeugen hier noch von diesen Ereignissen.

Während der ersten Rückzugphasen gingen mit dem Mächtigkeitsverlust des Etschgletschers auch die Transfluenzen verloren und die Gletscherzungen des Passeiertals und des Ultentals trennten sich vom Vinschgauer Hauptgletscher. Im Ultental lässt sich die komplexe Geschichte mit einem neuerlichen Gletschervorstoß wie auch Talversperrungen durch den Hauptgletscher nachweisen. Um isolierte Toteismassen bildeten sich Eisrandsedimente (vgl. Kapitel 5.3.1.1.). Im oberen Passeiertal, wie auch im Pfelderertal (*Val di Plan*) und in den westlichen Sarntaler Alpen (*Monti Sarentini*) zeugen Seiten- und Stirnmoränen auf verschiedensten Höhen von Vorstoß- und Ruhephasen der Gletscher während des generellen spätglazialen Rückzugs.

5.3.1. - Garda-Synthem (SGD)

Das undifferenzierte Garda-Synthem wurde nicht weiter in Subsynthema unterteilt und fasst überwiegend glaziale Sedimente, aber auch Eisrandsedimente, seltener andere Sedimenttypen, zusammen. In Darstellung und Beschreibung der Sedimente wird die Herkunft des jeweiligen Gletscher nicht berücksichtigt, da im Blattbereich die jeweiligen Moränenapparate nicht ausgehalten werden können. Das repräsentativste Aufschlussprofil der glazialen Ablagerungen tritt bei Schloss Tirol (*Castel Tirol*) auf. Die Sedimente dieses Synthems finden sich hingegen so gut wie überall im Kartenblatt.

Grundmoränen (Abb. 64a und c) bestehen in der Regel aus einem überkonsolidierten, matrixgestützten und massigen Diamikt. Die siltig-sandige Matrix kann

dabei einen Anteil von bis zu 80% (Schloss Trauttmansdorff/*Castel di Nova*) bilden. Die Ablagerungen zeigen in Abhängigkeit des Farbtons des jeweils abgeschürften Felsuntergrundes eine graue oder braun-graue, mitunter eine rötliche Färbung (Hochfläche von Mölten-Hafling/*Altopiano di Meltina-Avelengo*). Der Diamikt weist kantengerundete, glatt geschliffene und im Fall von Karbonatgesteinen mitunter auch gekritzte Klasten auf. Die lithologische Zusammensetzung spiegelt den jeweiligen Herkunftsbereich wider; so treten z.B. im Vinschgau und im Passeiertal vorwiegend Metamorphite, auf der Hochfläche von Mölten hingegen vorwiegend Porphyrgesteine und Sandsteine mit untergeordneten Graniten und Metamorphiten auf.

Die Ausschmelzmoränen (Abb. 64d) bestehen aus einem matrixgestützten, mehr oder weniger konsolidierten, massigen Diamikt. Die Matrix ist siltig-sandig und von braun-grauer, mitunter braun-rötlicher Farbe (Hochfläche von Mölten-Hafling/*Altopiano di Meltina-Avelengo*). Das Gefüge wird von kantengerundeten bis angerundeten Klasten und Blöcken von zumeist lokaler Herkunft gebildet. Seltener bestehen diese Moränen aus komponentengestütztem massigem Diamikt. Im Vergleich zur Grundmoräne zeigen Ausschmelzmoränen einen höheren Anteil an Klasten (Verhältnis Klasten/Matrix von rund 35/65).

Als „Moräne undifferenziert“ wurden vor allem jene Bereiche ausgehalten, wo gute Aufschlussbedingungen fehlen oder kleinräumig verschiedene Moränenarten wechseln.

In zahlreichen Gebieten beobachtet man eine Überlagerung von Ausschmelzmoräne auf Grundmoräne, wobei die ausgedehnten Aufschlüsse im Bereich der Erdpyramiden von Schloss Tirol erneut hervorstechen. Die Mächtigkeit der Sedimente reicht von einigen Metern bis zu nahezu hundert Metern.

Die Eisrandsedimente treten vor allem im Passeiertal und im Vinschgau auf und erreichen Mächtigkeiten zwischen einigen Metern bis zu Zehnermetern. Die Zusammensetzung dieser Sedimente ist recht vielseitig, wobei grob geschichtete bis massige, sandige Schotter mit teilweise eingeschalteten, siltigen und mitunter laminierten Sanden überwiegen. Daneben finden sich Lagen aus matrixgestütztem (sandig) massigem Diamikt. Die Schotter sind generell fein bis mittelkörnig, örtlich finden sich auch Blöcke. Die lithologische Zusammensetzung ähnelt den benachbarten Moränen; im Vinschgau überwiegen klar Paragneise, im unteren Passeiertal Granitklasten. Sedimentstrukturen treten in Form von horizontaler Schichtung und flacher Schrägschichtung sowie fein laminierten bis chaotischen Lagen auf, nur selten erkennt man Falten oder Störungen, die auch nicht eindeutig auf eine Glaziotektonik zurückzuführen sind. Der Konsolidierungsgrad ist recht verschieden. Als Ablagerungsmilieu kommen Eisrandbedingungen von subglazial (z.B. bei Heiligkreuz/*Santacroce* im Vinschgau) bis randglazial (z.B. NE von Schenna/*Scena*) in Frage.

Die glaziolakustrinen Sedimente sind wenig ausgedehnt und entlang künstlicher Anschnitte abgeschlossen. Im Passeiertal, SW von Verdins (*Verdines*),

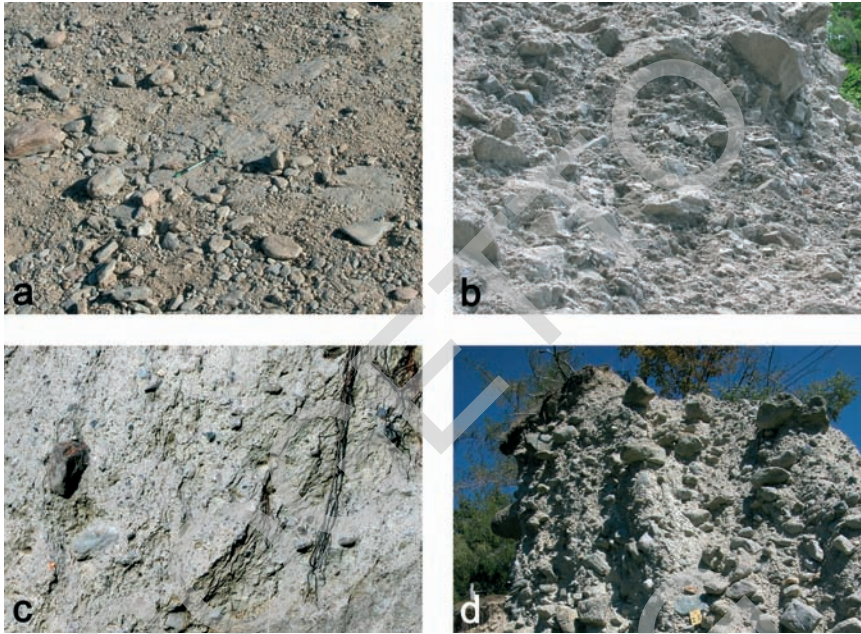


Abb. 64 - Garda-Synthem: a) massiger, matrixgestützter Diamikt, der als Grundmoräne interpretiert wurde; der relativ hohe Anteil an Klasten ist an eine Auswaschung der feineren Sedimente geknüpft; man kann eine schwache Ausrichtung der B-Achsen der Gerölle parallel zu den Gletscherschliffen (Stift) im Felsuntergrund erkennen (Rauher Bühel/Colle Scabro); b) matrixgestützter Diamikt, der als Murablagerung interpretiert wurde (Hang südlich von Forst/Foresta, auf einer Höhe von ca. 1000 m); c) massiger, matrixgestützter Diamikt, der als Grundmoräne interpretiert wurde, im Vergleich zur Moräne in Abb. 64a erkennt man einen höheren Matrixgehalt (rechte Flanke des Vinschgaus, nordwestlich von Schloss Dornsberg/Castel Taranto); d) massiger, überkonsolidierter, matrixgestützter Diamikt, der als Ausschmelzmoräne interpretiert wurde (linke Seite des Spronsertal/Val di Sopranes, auf einer Höhe von 1100 m).

wurden an einer neuen Straßenböschung braune, geschichtete, tonige Silte mit wenigen Klasten im Zentimeterbereich von einigen Metern Mächtigkeit freigelegt. In diesem Aufriss sind Aufschiebungen mit geringem Versatz zu beobachten, die auf eine glaziotektonische Aktivität zurückzuführen sind. Die Fazies und der hohe Konsolidierungsgrad weisen auf einen subglazialen glaziolakustrinen Ablagerungsraum hin. In der Nähe von Schloss Trauttmansdorff nördlich von Sinich sind glaziolakustrine Ablagerungen und Eisrandsedimente vorhanden – nicht kartierbar –, die aus Silten und tonigen Silten mit Dropstones zusammengesetzt sind und von einer Moräne überdeckt werden. Diese Ablagerungen wurden in der Vergangenheit abgebaut (siehe § VII.4.).

Glaziofluviale Sedimente wurden auf der linken Seite des Passeiertals, nörd-

lich von Schenna (*Schenna*), und bei Schloss Tirol (*Castel Tirol*) kartiert (Abb. 61 und 62a). Letztere bilden einen Zehnermeter mächtigen Körper über den Ablagerungen des Kaltern-Synthems und unterhalb der Grundmoräne des Garda-Synthems. Es handelt sich um einen Komplex aus grob geschichteten und imbrikativen Schottern und Sanden mit gerundeten Klasten, deren Herkunft aus dem Vinschgau auch durch eine Analyse der Paläofließrichtung bestätigt wird. Diese Ablagerung wurde schon in der Vergangenheit untersucht und beschrieben. PENCK & BRÜCKNER (1909) interpretierten sie als Schotter der Etsch („Etschgerölle“, S. 921), PERNA (1963) als Moräne. In den vorliegenden Erläuterungen werden diese Ablagerungen als proglaziale glaziofluviale Sedimente der ersten (anaglazialen) Phase des Etschgletscher-Vorstoßes vom Vinschgau her angesehen. Die Zuordnung zu dieser Phase ist etwas unsicher und erfolgte aufgrund der geringen Verwitterung der Klasten, des reichlichen Anteil an Feinsanden innerhalb der Matrix und der linsenförmigen Einschlüssen aus siltigen Feinsanden, die auf nahe Schmelzwasservorkommen hindeuten.

Südlich von Forst (*Foresta*) treten in einem weiten, von einer ausgeprägten Erosion gekennzeichneten Bereich, auf einer Höhe von rund 1000 m, überkonsolidierte Sedimente aus massigem bis geschichtetem, matrixgestütztem Diamikt (Abb. 64b) auf. Dazwischen finden sich sandige Schotter mit unterschiedlich großen Klasten, mitunter auch grob geschichtete Schotter und Sande. Es handelt sich um Wildbach- und Murablagerungen, die von einigen Metern Grundmoräne überlagert werden. Sie wurden einem gemischten Fächer zugeordnet, der sich im Zuge der anaglazialen Vorstoßphase des Etschgletschers bildete.

Das Vorkommen von einigen Resten von Fächern gemischter Herkunft, meist mit steilen Böschungen, „auf verschiedenen Höhen zeugen von der spätglazialen Geschichte im Vinschgau. Der Höhenunterschied zum heutigen Talboden beträgt dabei über 100 m (z.B. bei Pignol, NE von Naturns). Diese Fächer belegen ein Basisniveau über dem aktuellen Talgrund, was auf eine Gletschermasse in der Talsohle in einer Rückzugs- oder Endphase hindeutet. Hinsichtlich der Lithologie zeigen die Fächer eine ähnliche Zusammensetzung wie die oben beschriebenen Sedimente südlich von Forst (*Foresta*). Zeitlich können diese Ablagerungen in eine erste Phase des Spätglazials gestellt werden.

Im nördlichsten Abschnitt der Hochfläche von Mölten-Hafling (*Altopiano di Meltina-Avelengo*) treten bei der Maiseralm (*Malga Maia*, 1805 m) einige Moränenwälle auf, die aufgrund ihrer NW-SE-Richtung und ihrer Höhe eine ältere Vorstoßphase des Etschgletschers im Vergleich zum Weissbrunn-Alm-Subsynthem (siehe dort) belegen. Da die Ablagerungen sehr kleinräumig auftreten, wurden sie keiner eigenen Einheit zugeordnet, sondern dem Garda-Synthem zugeschrieben.

Eisrandsedimente in eigentümlichen Hanglagen sowie stadiale Moränenwälle, vor allem im obersten Talbereich und in den Kären, belegen mehrere spätglaziale Vorstoß- und Rückzugsphasen in dieser Region und erlauben die Unterscheidung

von zwei Subsynthemen: das St.-Pankraz-Subsynthem (Kapitel 5.3.1.1.) und das Weissbrunn-Alm-Subsynthem (Kapitel 5.3.1.2.).

In Hinblick auf die Chronologie des Garda-Synthem keine neuen Elemente zusätzlich zu den bereits bekannten gewonnen werden, weshalb man auf die verfügbare Bibliographie verweist (z.B. AVANZINI *et alii*, 2007).

Das Garda-Synthem wird zeitlich ins Oberpleistozän gestellt.

5.3.1.1. - St.-Pankraz-Subsynthem (SGD₄)

Das St.-Pankraz-Subsynthem ist im Falschauer-Einzugsgebiet (*Rio Valsura*) im unteren Teil des Ultentals zwischen 330 m und 1030 m aufgeschlossen und stellt die Fortsetzung dieser Einheit im anliegenden Blatt „Eppan“ dar. Kleinere Aufschlüsse treten auch auf der rechten Flanke des Etschtals, knapp südlich der Wasserscheide mit dem Ultental, auf.

Die wichtigsten Aufschlüsse treten bei der Ortschaft Altbraid (*Alta Braida*) am Südrand des Kartenblattes auf.

Das St.-Pankraz-Subsynthem umfasst vorwiegend Eisrandsedimente und Sedimente aus gemischten Fächern. Unter den Eisrandsedimenten überwiegen grob geschichtete Schotter und Sande, aber man findet auch eingeschaltete Linsen und Lagen aus Sanden und Diamikt. Üblicherweise sind die Klasten gerundet bis kantengerundet und spiegeln die Zusammensetzung der unterlagernden Moränen wider, wobei Metamorphite vorherrschen. Als sedimentäre Strukturen findet man meistens grobe horizontale Schichtung, mit imbrakaten Geröllen, man findet aber auch kiesig-sandige Lagen mit flacher Kreuzschichtung, massige Diamikte, kreuzgeschichtete Körper teils mit glaziotektonischen Scherflächen und komplexen Falten (Abb. 65). Vielfach sind diese Sedimente etwas überkonsolidiert und zeigen zerbrochene Klasten.

Bei der Ortschaft Grub (*Fosse*) tritt ein Rest eines gemischten Fächers des Hagelbachs (*Rio Grandine*) über seinem heutigen Bachbett auf. In diesem Fall bestehen die Sedimente aus einem massigen matrixgestützten Diamikt mit subangularen Klasten lokaler Herkunft sowie selten eingeschalteten, sandig-kiesigen Linsen. Die Position dieses Fächerrestes oberhalb der Talsohle wird von einem veränderten Basisniveau gesteuert, welches wiederum auf den Gletscherrückzug im Talboden des Hagenbaches (*Rio Grandine*) zurückzuführen ist. Aus dieser Sicht handelt es sich beim Fächer um eine Eisrandbildung.

Die maximale Mächtigkeit der Ablagerungen des St.-Pankraz-Subsynthems liegt bei etwas über hundert Metern. Die Untergrenze ist, sofern aufgeschlossen, diskordant zum undifferenzierten Garda-Synthem oder zum Felsuntergrund. Die Obergrenze ist diskordant zum Alpenen Postglazialen Synthem oder wird von der Geländeoberfläche gebildet.



Abb. 65 Sande, kiesige Sande und Silte, die glaziotektonisch in eine vertikale Antiform verfault wurden (St.-Pankraz-Subsynthem, Altbraid/Alta Braida, Ultental).

Die Ablagerungen wurden in der Vergangenheit als glaziale Sedimente interpretiert. Insbesondere HANTKE (1983) betrachtete einige der oben beschriebenen Hügel als Reste von Stirnmoränen eines lokalen Gletschers in der Rückzugphase. Die Ablagerungen am Übergang des Ultental ins Etschtal wurden vom selben Autor sogar als Reste einer Mittlermoräne interpretiert.

Die Ablagerung dieser Sedimente setzt eine Abriegelung durch den Etsch-Hauptgletscher und das Auftreten einer Gletschermasse im Ultental voraus. Diese Gletschermasse löste sich in den letzten Rückzugsphasen in mehrere Teilpartien auf, die sich unabhängig voneinander entwickeln und auch Toteismassen bildeten. Hinzu kam eine Materialzufuhr von den Seitentälern (lokale, stark umgeformte Schutfächer). Die Tatsache von mindestens einer Grundmoränenanlage innerhalb der Ablagerungen am Hügel von Altbraid (*Alta Braida*) auf einer Höhe von ca. 800 m deutet auf einen weit komplexeren Aufbau mit mindestens einer intermediären Vorstoßphase und der Entwicklung von Eisrandbedingungen auch subglazialer Natur hin.

Das St.-Pankraz-Subsynthem wird zeitlich in das obere Pleistozän bzw. in die Anfangsphase des Spätglazials gestellt.

5.3.1.2. - Weissbrunn-Alm-Subsynthem (SGD₈)

Im Kartenblatt „Meran“ umfasst das Weissbrunn-Alm-Subsynthem alle Sedimente glazigenen Ursprungs, einschließlich der Blockgletscher. Sie sind auf die letzten Vorstoßphasen zurückzuführen, als lokale Gletscher nach dem Abschmelzen der Eismassen des letzten Hochglazials in höhergelegenen Bereichen (Talschlüsse und Kare) weiter bestanden oder sich auch neu bildeten. Während dieser Phasen des maximalen Neuvorstoßes war der Hauptgletscher nicht mehr mit den Seitengletschern verbunden. Einige dieser Gletscher zeigten auch verzweigte Eismassen, da sie aus dem Zusammenfluss verschiedener Seitengletscher stammten. Dies ist der Fall des Gletschers im Pfelderertal (*Val di Plan*), wo sich zahlreiche Gletscherzungen aus den Seitentälern vereinten. Generell tritt diese Einheit auf mittleren bis größeren Höhen auf, in den Seitentälern und in den Karen der Texelgruppe, des Hauptkammes, der Sarntaler Alpen und des Bergrückens Naturser Hochwart-Vigiljoch.



Abb. 66 - Übersichtsfoto des Pfelderertals (*Val di Plan*) am Schnittpunkt mit dem Lazinsertal (*Valle di Lazins*) links; in der Mitte erkennt man die Lazinseralm (Malga Lazins) auf den rechten Seitenmoränen des Gletschers, der vom Graben nördlich des Grafspitz (*Cima della Grava*) herabfloss (rechts im Bild) und im Spätglazial das Lazinsertal versperrte; in der Bildmitte erkennt man noch einen gemischten Fächer.

Die wichtigsten Aufschlüsse liegen bei der Lazinseralm (*Malga di Lazins*, 1860 m) im Pfelderertal (*Val di Plan*) (Abb. 66), wo schöne Profile zutage treten.

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. Die Klasten sind kantig bis kantengerundet. Die lithologische Zusammensetzung spiegelt den Einzugsbereich wider. Hierbei ist das Auftreten von Marmoren in den Bildungen des Lazinsertals (*Valle di Lazins*) und des Pfelderertals (*Val di Plan*) zu erwähnen, da diese Komponenten in den Ablagerungen der rechten Seitentäler des Pfelderertals fehlen.

Die kartierten Grundmoränenaufschlüsse sind räumlich begrenzt, der größte Aufschluss liegt im Pfossental (*Val di Fosse*) auf einer z. T. in Festgestein modellierten Ebene im Osten des Grafspitz (*Cima della Grava*). Es handelt sich um einen massigen, verdichteten, matrixgestützten Diamikt mit einem niedrigen Verhältnis Klasten/Matrix. Die Matrix ist siltig-sandig. Häufig treten gelängte, zerbrochene und im Falle von Marmorkomponenten auch gekritzte Klasten auf. Häufig sind diese Ablagerungen überkonsolidiert.

Moräne undifferenziert wurde in jenen Fällen ausgehalten, wo die 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.

Im Blattbereich wurden 36 alte Blockgletscher kartiert, wovon etwa zwei Drittel im Hangschutt und der Rest in glazialen Ablagerungen liegen. Die Stirnhöhen liegen zwischen 1870 m und 2410 m. Die Blockgletscher im Hangschutt bestehen aus verschieden großen, kantigen Kiesen und Blöcken lokaler Herkunft. In einigen Fällen überwiegen die Blöcke und erreichen eine Größe von einigen m³. Die Blockgletscher, die sich aus Moränenmaterial entwickelten, zeigen eine lithologische Zusammensetzung in Abhängigkeit der ursprünglichen Sedimente, sprich einen massigen, matrix- bis komponentengestützten Diamikt. Im Vergleich zu den übrigen Blockgletschern zeigen sie vermehrt eine sandige, mitunter sandig-siltige Feinfraktion mit kantengerundeten und selten gerundeten Klasten. Aufgrund der Umlagerungsprozesse sind die Fließloben auf der Oberfläche schwächer ausgebildet, wodurch diese Bildungen eine unregelmäßige, treppenförmige Geometrie aufweisen.

Im Allgemeinen zeigen die Ablagerungen des Weissbrunn-Alm-Subsystems Bodenhorizonte von bis zu 50–70 cm mit Profilen des Typs A/E/B2/B3/C oder A/B1/B2/BC/C; die Blöcke sind diffus mit Flechten und häufig, in Abhängigkeit des jeweiligen Vegetationsgürtels, auch mit Gras und Bäumen bewachsen.

Lage und der Verlauf der Moränenwälle deuten auf mehr als ein glaziales Ereignis hin, die entsprechenden Grenzen zu den Ablagerungen innerhalb des

Garda-Synthems (undifferenziert) sind aber jedoch nur schwer erkennbar. Daher ist zu beachten, dass das Weissbrunn-Alm-Subsynthem nicht alle potentiellen Sedimente umfasst, die mit den spätglazialen Vorstoßphasen in Verbindung stehen, sondern nur jene, die anhand von Seiten- und Stirnmoränen bzw. auf Basis der geometrischen Rekonstruktion dieser morphologischen Grenze bestimmt werden konnten.

Bei der Definition dieser Grenzen wurde auch die Arbeit von CASTIGLIONI (1930) in den östlichen Vinschgauer Alpen berücksichtigt. Der Autor rekonstruierte die spätglazialen Phasen dieses Gebietes mit den damals üblichen Bezeichnungen. Somit kann im Bereich des Kartenblattes „Meran“ das Weissbrunn-Alm-Subsynthem den glazialen Ablagerungen der Stadien Egesen, Daun und Gschnitz von CASTIGLIONI (1930) zugeordnet wurden. Nach der Rekonstruktion des Autors entwickelte sich im Pfelderertal (*Val di Plan*) eine Gletscherzunge, die sich bei Moos in Passeier (*Moso in Passiria*) mit jener des Passeierer Hauptgletschers vereinte. Die Lage der Stirn ist hierbei nicht bekannt, sollte aber laut dem Autor zumindest bis nach St. Leonhard in Passeier (*S. Leonardo in Passiria*) reichen. Bei der geologischen Neuaufnahme im Passeiertal wurden zwei Seiten- bzw. Stirnmoränen W von St. Martin in Passeier erkannt, von denen eine bereits in der zweiten Ausgabe des Blattes „Meran“ (Autorenkollektiv, 1971) kartiert wurde. Sie stellen eine relativ niedrige Höhe der Gletscherstirn zwischen 580–600 m Mh. dar, die mit einem des ältesten Stadiums eines neuerlichen Vorstoßes im Passeiertal in Verbindung steht.

Das Weissbrunn-Alm-Subsynthem wurde im Rahmen des Blattes 025 „Rabbi“ definiert und auch im angrenzenden Blatt 026 „Eppan“ für die Ablagerungen im Bereich der Bergkette *Le Maddalene* sowie im Ultental verwendet.

Da jeder Gletscher unterschiedlich auf klimatische Veränderungen reagiert und seine Schwankungen von der jeweiligen Massenbilanz abhängen, ist zu beachten, dass die Geschichte der verschiedenen lokalen Gletscher im Spätglazial in den verschiedenen Einzugsgebieten ungleichzeitig verlief. Das Weissbrunn-Alm-Subsynthem fasst demnach alle Ablagerungen der spätglazialen Geschichte in diesem Abschnitt des Etsch-Einzugsgebietes zusammen.

5.4. - ALPINES POSTGLAZIALES SYNTHEM (PTG)

5.4.1. - Allgemeiner Überblick

Diese Einheit zeigt im Grunde dieselben Eigenschaften wie im angrenzenden Blatt „Eppan“. Sie entspricht in ihrer Definition der Postglazialen Einheit von BINI *et alii* (2004), hinsichtlich der Eigenschaften der diskontinuierlichen Grenz-

flächen hingegen dem Po-Synthem, das vorwiegend in den Blättern im Bereich der Poebene Anwendung findet.

Das Alpine Postglaziale Synthem (*PTG*) umfasst sämtliche Ablagerungen nach der Hauptvergletscherung (*LGM*) und der späteren Rückzugsphasen gegen Ende des Operpleistozäns. 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.

Für die weitere Unterteilung dieses Synthems sind die holozäne Gletscherentwicklung und im Besonderen die Vorstoßphase der sogenannten Kleinen Eiszeit von zentraler Bedeutung.

5.4.2. - *Holozäne Gletscherentwicklung und Kleine Eiszeit*

In der Texelgruppe und im Abschnitt des Hauptkammes sind im Kartenblatt aktuell fünf Gletscher vorhanden, davon zwei im oberen Bereich des Zielbach-Einzugsgebietes (Östlicher Trübferner/*Ghiacciaio Orientale di Rio Torbo* und Lodner Ferner/*Ghiacciaio Occidentale di Fiammante*) und drei im Talschluss des Pfossentals (Kesselferner/*Ghiacciaio dell'Altissima*, Grubferner/*Ghiacciaio della Fossa* und Schrottnferner/*Ghiacciaio del Ceppo*); ein sechster Gletscher entspricht einem Teil des Gurgler Ferner, der nach Norden auf die österreichische Seite abfließt und randlich auf italienischem Gebiet liegt (Abb. 67). Der Schrottnferner Ferner ist mit rund 22 ha der größte Gletscher im Blattbereich.

Insgesamt handelt es sich um eine sehr begrenzte Anzahl von Gletschern im Vergleich zur Darstellung auf der IGM-Karte im Maßstab 1:25.000 (letzte Ausgabe der Blätter in den 1980er Jahren), wo noch 19 Gletscher aufgeführt sind, 3 davon als getrennte Teile von größeren Gletschern im Rückzug. Diese Gletscher lagen nicht nur im Pfossental (*Val di Fosse*) und im Talschluss der untergeordneten Einzugsgebiete des Zieltals (*Valle di Tel*), sondern auch im Pfelderertal (*Val di Plan*) und im Lazinsertal (*Valle di Lazins*).

CASTIGLIONI (1928) beschrieb im Gebiet des Kartenblattes „Meran“ (Abb. 67) 22 Gletscher und vier Eis-Schnee-Massen als letzte Reste von ehemaligen Gletschern: zwei stammen vom nördlichen und östlichen Talschluss des Pfossentals, einer liegt im Talschluss des Pfelderertals südlich der Hohen Wilde (3480 m) und einer im NW des Blasiuszeigers (*M. di Biagio*, 2837 m) (Hühnerkamm/*Cresta delle Galline* – Zieltal/*Valle di Tel*). Zur Zeit der damaligen Aufnahme (1926–1927) fanden sich noch zwei kleine Gletscher nördlich der Ulsenspitze (*Punta Ulsen*, 2873 m) und der Kolbenspitze (*La Clava*, 2868 m). Angesichts der relativ geringen Höhe dieser beiden Gipfel auf der Südseite der jeweiligen Gletscher, nahm der Autor einen besonderen Verlauf der klimatischen Schneegrenze an. In der Tat fällt die Schneegrenze mit lokalen, morphologisch bedingten Aus-

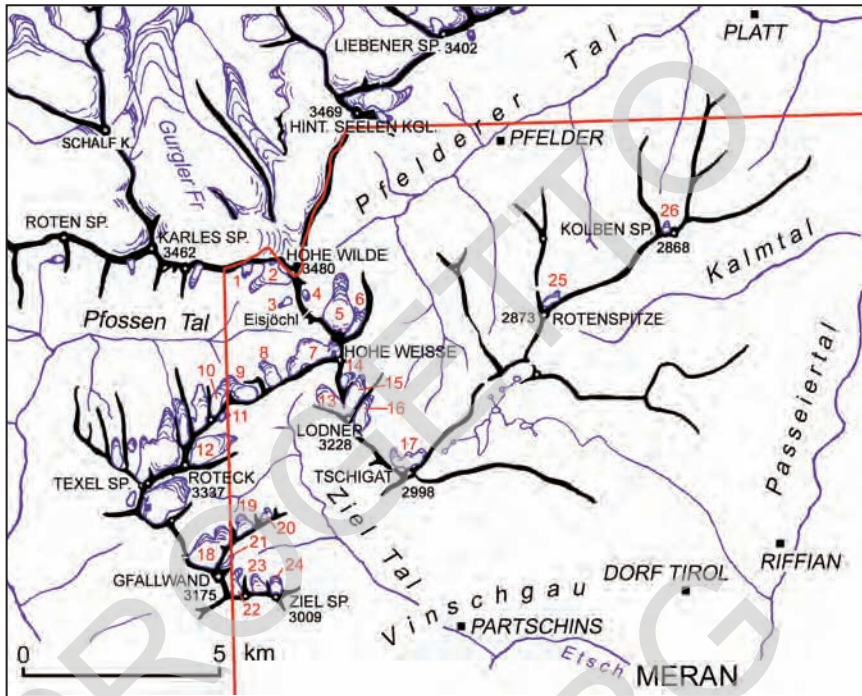


Abb. 67 - Gletscher der östlichen Vinschgauer Alpen in den 1920er Jahren (aus CASTIGLIONI, 1928, modifiziert). Legende: 1) Gletscherzunge unter dem Gurgler Eisjoch; 2) Kesselferner; 3) Südlicher Hohe Wilde Ferner; 4) Östlicher Hohe Wilde Ferner; 5) Grafferner; 6) Östlicher Grafferner; 7) Grubferner; 8) Westlicher Grubferner; 9) Schrottner Ferner; 10) Nördlicher Trübferner; 11) Östlicher Trübferner; 12) Südlicher Trübferner; 13) Westlicher Lodner Ferner; 14) Andels Ferner; 15) Östlicher Lodner Ferner; 16) Karjoch Ferner; 17) Lazine Ferner; 18) Gfalleitferner; 19) Hühner Ferner; 20) Blasiuszeiger Ferner; 21) Muther Ferner; 22) Kirchbach Ferner; 23) Lahnbach Ferner; 24) Zielferner; 25) Ulsen Ferner 26) Kolben Ferner. Die rote Linie entspricht der Blattgrenze.

nahmen, „vom Schnalstal (Val Senales) ins Passeiertal (Val Passiria), also von W nach E, von 3100 m bis auf 2900 m und darunter ab, was auf rund 15 km einen Unterschied von 200–300 Höhenmetern ausmacht. Im Bereich des Hauptkammes beobachtet man im gleichen Abschnitt das selbe Phänomen mit einer Absenkung der Schneegrenze von 250–300 m von SW nach NE über eine Distanz von 20 km zwischen Similaun und Rauhem Joch“ (CASTIGLIONI, 1928). Der Autor findet die Erklärung hierfür in den besonderen klimatischen Bedingungen dieses Gebietes; die recht hoch gelegene Schneegrenze wäre demnach auf geringe Niederschläge im Vinschgauer Bereich zurückzuführen, wohingegen die reichlichen Niederschläge im Ostteil, nahe des Passeiertals, die beschriebene Absenkung der Grenze nach Osten hin erklären könnten (vgl. auch MATTANA, 1983).

Es ist bekannt dass die Alpengletscher seit den letzten Jahrzehnten des 19. Jhds. eine ausgeprägte Rückzugsphase erfahren, deren Auswirkungen man auch in der Texelgruppe beobachten kann. Man erkennt Ruhephasen oder Vorstoßphasen während und kurz nach den Jahren des Ersten Weltkriegs, während in den darauf folgenden Jahrzehnten und für die gesamte erste Hälfte des vorigen Jahrhunderts der Rückzug wieder Oberhand gewinnt. Belege einer umgekehrten Tendenz finden sich in der Texelgruppe erneut in den 1970er und 1980er Jahren, vorwiegend in den westlichen Öztaler Alpen. Danach setzte wiederum ein ausgesprochen scharfer Rückzug ein, der zum Verschwinden vieler kleiner Gletscher führte, bzw. diese auf eine Blockgletscheraktivität reduzierte.

In der Texelgruppe beschreibt CASTIGLIONI (1928, S. 147–148) gut erhaltene Moränenwälle und -apparate einer verbreiteten rezenten Phase, die teilweise mit einer älteren einhergeht. Es handelt sich um die letzten Phasen (1810–1820, 1850) der sogenannten Kleinen Eiszeit (*Piccola Età Glaciale* – PEG), die im Kartenblatt gut belegt ist. Diese Phase entspricht einem generellen Gletschervorstoß, der von Berggruppe zu Berggruppe und mitunter von Gletscher zu Gletscher verschiedenartig ausgebildet ist. Zeitlich kann die Kleine Eiszeit etwa zwischen das 16. und Mitte des 19. Jahrhunderts gestellt werden.

5.4.3. - *Alpines Postglaziales Synthem (PTG): undifferenzierte Ablagerungen*

Alluviale Ablagerungen und Wildbachablagerungen, Schwemmfächer

Bezüglich der alluvialen Sedimente im Blatt „Meran“ nimmt der Etsch-Talboden eine besondere Stellung ein, sowohl aufgrund seiner Ausdehnung als auch hinsichtlich seines Stellenwertes für die anthropogene Tätigkeit in der Vergangenheit und noch heute. Oberflächlich besteht diese Talebene aus Sedimenten einer Flussebene, Fächerablagerungen und Moorbildungen. Die Bodenbildung ist in der Regel gering entwickelt. Die jüngere Geschichte ist zudem eng mit einer anthropogenen Tätigkeit verknüpft; dies betrifft insbesondere die Regulierung und Begradigung bzw. Verbauung der Etsch und ihrer Seitenbäche.

Wie auf der geologischen Karte zu erkennen ist, hat sich der Etschlauf in den letzten 200 Jahren stark verändert; diese Veränderungen sind in historischen Karten gut dokumentiert. Es handelt sich vor allem um die Abschnitte außerhalb des Einflussbereiches der seitlichen Schwemmfächer und im Besonderen um den Abschnitt oberhalb Rabland (*Rablà*) und jenen unterhalb des Zusammenflusses mit der Passer. In den Zeiten vor den Regulierungsarbeiten (Ende des 19. Jahrhunderts) wies die Etsch ein breiteres, verzweigtes Flussbett als heute auf. So besaß sie z.B. im mittlerweile begradigten Abschnitt zwischen Marling (*Marlen-go*) und Sinich (*Sinigo*) ein vier- bis siebenmal breiteres Bett gegenüber heute.



Abb. 68 - Übersichtsfoto auf den Fächer von Lana: vorne das fluviatile Delta von Falschauer und Etsch, rechts die Industriezone von Lana; dahinter Lana (links), das Ultental und Tschermes (Cermes); im Hintergrund das Vigiljoch (M. San Vigilio) (rechts) und die Völlaner Gall (M. Gall) (links).

Als Schwemmfächer sind vor allem der große Falschauer-Fächer (Abb. 68) und der kleinere der Passer zu nennen; alle übrigen sind von Murgängen und Wildbachtätigkeit gekennzeichnet. Wie schon in Kapitel II erwähnt, sind die vorhandenen Terrassenformen auf das Zusammenspiel von Seitenfächern und Vorfluter zurückzuführen, wobei letzterer die Fächer randlich anerodiert.

Die proximale bis distale Fazies der Flussebene besteht aus geschichteten, glimmerreichen Feinsanden von grauer bis braun-grauer Farbe. In den proximalen Sedimenten treten vorwiegend fein- und mittelkörnige Sande auf, während im distalen Bereich schwach siltige bis siltige Feinsande, teils mit Silteinschaltungen und seltenen Pflanzenresten und noch seltener mit Torfeinschaltungen (Übergang zur Moorablagerungen) vorkommen. Die Barrenfazies ist durch gut geschichtete, fein- bis mittelkörnige Sande, teilweise mit Einschaltungen von dünnen, normal gradierten Lagen, gekennzeichnet. Im Bereich von inaktiven Fließrinnen und Rinnen zwischen Barren (z.B. zwischen Marling und Sinich) überwiegen mittelkörnige kiesige Sande, welche in geringer Tiefe (0,5–0,3 m) auf Kiesen und Sanden aufliegen. Teilweise (im Nahbereich des heutigen Flussbettes und in den Überschwemmungsbereichen) reichen letztere auch bis an die Geländeoberkante. Häufig treten in den Barrenkörpern mittel- bis grobkörnige Sande auf.

Der Falschauer-Fächer nimmt im Grunde das gesamte Etschtal ein und hat eine Neigung zwischen 3,1 und 1 %. Im Mündungsbereich mit der Etsch bildet die Falschauer ein fluviatile Delta (Abb. 68), das vor der jüngeren Verbauung ein ca. 100 ha großes Gebiet bedeckte. Anfang des 19. Jahrhundert war das Delta noch ausgedehnter und erstreckte sich in Richtung Norden bis zum letzten Abschnitt des Mühlbaches (*Rio Molino*). Dies erklärt auch die recht grobkörni-



Abb. 69 - Alpines Postglaziales Syntem: alluviale Ablagerungen. a) grob geschichtete und imbricate sandige Schotter mit sandigen Linsen und Lagen (fluviatile Ablagerungen der Etsch, beim Kurhaus Meran/Casa di Cura, Merano); b) kreuzgeschichtete, sandige Schotter, mit sandigen Lagen und Linsen (fluviatile Ablagerungen der Falschauer, Aushub in der Industriezone Lana; die Böschungshöhe beträgt rund 13 m); c) grob geschichtete und imbricate Schotter (fluviatile Ablagerungen der Passer, Schottergrube bei Aich/Aica); d) matrixgestützte, massige Schotter mit Blöcken, grob geschichtete Kieslagen und untergeordnet sandige Linsen (Murablagerungen und fluviatile Ablagerungen der Passer, Aushub des Sandplatzes/Piazza della Rena, Meran).

gen Sedimente (Schotter und Sand) in diesem Abschnitt des Falschauer-Fächers (Abb. 69b). Demgegenüber ist der mittlere-distale Fächerbereich im südlichen Abschnitt durch eine unterschiedlich mächtige Sandschicht an der Oberfläche gekennzeichnet. Diese liegt direkt über der grobkörnigen Fazies und reicht von 0,8–1 m (St. Agatha/S. Agata, Mitterlana/Lana di Mezzo) bis in über 1,5–2 m Tiefe (Niederlana/Lana di Sotto).

Die durch die Falschauer transportierten Sande können von jenen der Etschs aufgrund der vermehrt körnigeren Komponente unterschieden werden, welche vorwiegend vom Abtrag des Kreuzberg-Granodiorits im Ultental herrührt und den Sedimenten ein „körniges“ Aussehen verleiht. Die Etschsande hingegen sind typischer Weise glimmerreich.

Unter den alluvialen Sedimenten außerhalb der Etsch-Talsole überwiegen die Wildbachablagerungen aus grobkörnigen Sedimenten. Es handelt sich hierbei

in der Regel um Schotter, teils mit Blöcken, seltener um Schotter und Sande. Die grobe Schichtung ist ein Ausdruck der hochenergetischen Transportbedingungen. Der Klasten zeigen generell eine gute Rundung. Im Passeiertal tritt örtlich über den Schottern eine sandige Bedeckung aus Überflutungsereignissen von 0,8–1,2 m Mächtigkeit auf.

Daten bezüglich der Eintiefungsrate der Wildbäche stehen für den Öttenbach (*Rio Deserto*), einem rechten Seitenbach der Talfer (*Talvera*, Sarntal/*Val Sarentina*), zur Verfügung. Bei der Ortschaft Obermarchen treten terrassierte Wildbachablagerungen auf, die 20 m über der heutigen Talsohle liegen. Auf der Böschung selbst, rund 1 bis 1,8 m vom Terrassenrand entfernt, treten Torfe mit Holzresten sowie kiesige Einschaltungen auf, die als Überschwemmungsablagerungen bei geringem Abfluss interpretiert wurden. Eine Holzprobe wurde in einer Tiefe von 1,1 m ab GOK entnommen und ergab ein Alter von 1003 ± 21 Jahren BP (KIA 23055). Das kalibrierte Alter ergibt den Zeitabschnitt 987–1150 n.Chr., was dem Zeitraum zwischen dem Früh- und Hochmittelalter entspricht.

Daten aus dem Untergrund

Die Tiefe der Felsoberkante ist im Bereich des Meraner Kessels bekannt. Hierfür stehen seismische Reflexion- und Refraktionsprofile sowie eine Erkundungsbohrung für Thermalwasser zur Verfügung (CUCATO & FELBER, 2002). Die Bohrung wurde im Jahr 2001 beim Bahnhof Sinich vom Unternehmen „Erga-EnelGreenPower“ aus Larderello (Pisa) abgeteuft. Sie wurde als Vollbohrung und bis in eine Tiefe von 2,3 km unter GOK, d.h. 2020 m unter dem Meeresspiegel (Abb. 70), ausgeführt. Bis in 854,5 m Tiefe verläuft die Bohrung vertikal, in der Folge ist sie 58° in Richtung N270° geneigt.

Dieser Bohrverlauf ermöglichte eine Querung mehrerer tiefer tektonischer Strukturen. Die Lage der Bohrung wurde auf Basis der Ergebnisse einer Reflexionsseismik des Joanneum Research aus Graz (JOANNEUM RESEARCH, 1999) aus dem Jahr 1999 festgelegt. Die seismische Linie sollte hierbei die wichtigsten lokalen Störungssysteme zwischen dem südlichen Stadtrand von Meran und der Falschauer mündung erfassen. Das seismische Profil weist eine Länge von 3 km in Richtung NW-SE auf (siehe Ausschnitt in Abb. 70) und erstreckt sich vom Bahnhof Untermais (*Maia Bassa*) bis nach Sinich (*Sinigo*), entlang eines Streifens der Talebene rechts der Etsch. Das erbohrte Kleingut (*cuttings*) und die Neuinterpretation des seismischen Profils erlaubten die Erarbeitung eines Modells hinsichtlich der Abfolge der Etschtalverfüllung. Das seismische Profil und die entsprechende Interpretation sind in vereinfachter Form in Abb. 70 dargestellt.

Das seismische Profil zeigt ein breites, verfülltes Tal mit einer Sedimentbedeckung von nahezu 700 m. Der schräge Verlauf des seismischen Profils gegenüber dem Talverlauf ist für eine Rekonstruktion der Ablagerungsgeometrien eher ungünstig, da die rechte Talseite somit viel breiter erscheint. Hinsichtlich der Dis-

kontinuitäten innerhalb der sedimentären Verfüllung sei erwähnt, dass keine Erosionstätigkeit ausgemacht wurde, mit Ausnahme des nordwestlichen Abschnittes der Diskontinuität D, wo sie die Hangschuttbildungen der Einheit 3 durchtrennt. Die große Tiefe des Felsuntergrundes, die örtlich bis auf 430 m unter dem Meeresspiegel reicht, ist mit einem großen fluviatilen Einschnitt zu erklären. Dieser Einschnitt ist mit einer starken Absenkung des regionalen Erosionsniveaus zu korrelieren.

Es ist anzunehmen, dass das Etschtal – wie viele andere Alpentälern auch – während des Messiniums bis auf das oben genannte Niveau eingetieft wurde. Die Eintiefung selbst verlief wahrscheinlich entlang bestehender tektonischer Systeme und entwickelte sich infolge der Absenkung des Meeresspiegels im Zuge der messinischen Austrocknung des Mittelmeeres (z.B. BINI *et alii*, 1978; HSÜ *et alii*, 1973). Die Sedimente an der Basis der Auffüllung (Einheit 2 in Abb. 70) wurden als alluviale Ablagerungen *s.l.* mit unterschiedlicher Zementation interpretiert. Diese Ablagerungen können vermutlich ins Unterpleistozän oder in eine noch ältere Stufe gestellt werden. Die zeitliche Einordnung der oberen Abfolge, die bis in eine Tiefe von mindestens 210–250 m vorwiegend lakustrinen Charakter aufweist, ist aufgrund fehlender, bedeutender Erosionsdiskontinuitäten deutlich schwieriger. Daten aus anderen Alpentälern schließen zumindest eine tiefgreifende glaziale Erosion aus und bestätigen die Erhaltung von älteren Sedimenten unterhalb der glazialen Ablagerungen des Letzen Glazialen Hochstandes. Diese Gegebenheiten wurden auch im Nahbereich von Meran (siehe Kap. 5.2.2. und Abb. 61) bestätigt. Als Basis der letzten glazialen Ereignisse wird hier in etwa die Lage der Diskontinuität D angenommen, wodurch die unterlagernde Abfolge entsprechend alter wäre.

In einer von der *Autorità di Bacino Nazionale dell'Adige* (1998) (= Nationale Kommission des Einzugsgebietes der Etsch) in Auftrag gegebenen Studie wird die Lage des Festgesteins im achsialen Bereich W von Meran mit rund 300 m unter der Geländeoberkante angegeben. Außerdem tritt an der Spitze des Passerfächers eine hängende Felsstufe auf, die genetisch als ein glaziales Hängetal interpretiert werden kann. Bis heute fehlen gänzlich Daten hinsichtlich der Tiefe des Felsuntergrundes im Vinschgau und im Passeiertal.

In Bezug auf seichter gelegene Sedimente (Einheit 8 in Abb. 70) stehen zahlreiche Daten innerhalb der ersten 30 m zur Verfügung, wenn auch mit erheblichen Unterschieden von Ort zu Ort. In größeren Tiefen kann man noch auf punktuelle Daten aus vereinzelt Brunnenbohrungen zurückgreifen. Im Allgemeinen treten, wie bereits erwähnt, vorwiegend grobkörnige Sedimente auf.

Besonders interessant sind die Bohrdaten aus folgenden Orten. Eine Bohrung im Vinschgau, ca. 400 m nördlich der Mülldeponie von Naturns (*Naturno*) querte eine Abfolge von Moorablagerungen aus reinem Torf bis in eine Tiefe von 6,5 m ab GOK. Diese Torfserie entwickelte sich in einem allmählich zurücktretenden

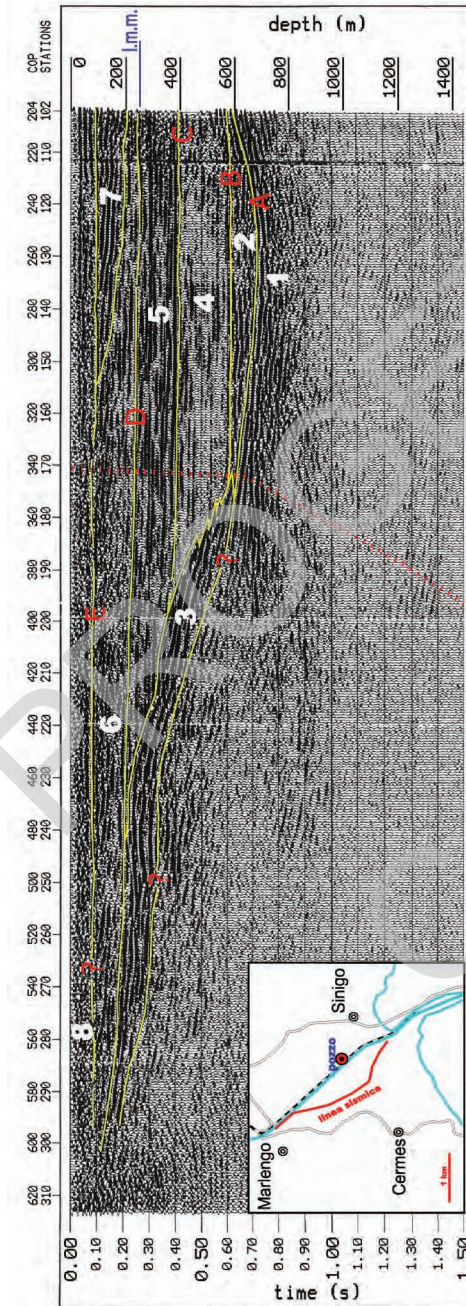


Abb. 70 - Seismisches Reflexionsprofil, das im Jahr 1999 vom Joanneum Research aus Graz in der Talsohle der Eisch, zwischen Marling und Sinich, südlich von Meran (BZ), ausgeführt wurde. Daneben findet sich die Interpretation des geologischen Baus der Talverfüllung nach CUCATO & FELBER (2002). Die Interpretation basiert auch auf der Stratigraphie der geothermischen Bohrung beim Bahnhof Sinich (die Bohrung wurde als rot strichlierte Linie in das Profil projiziert). Legende: A = erosive Oberfläche, Grenze zwischen Felsobkante und sedimentärer Verfüllung, die in den tiefsten Bereichen des seismischen Profils in rund 670-680 m Tiefe liegt; B, C, E = konforme, nicht erosive Oberflächen, mit generell horizontaler Entwicklung; D = subhorizontale, konforme, nicht erosive Oberfläche, mit Ausnahme des NW-Abschnittes (links in der Abbildung), wo sie die Einheit 3 durchtrennt; 1 = Felsuntergrund, im obersten Abschnitt durchbohrt, bestehend aus Chlorit-führenden Phylliten und Gneisen; 2 = gut strukturierte grobkörnige Sedimente, zum Teil zementiert, die als alluviale Ablagerungen s.l. oder Wildbachablagerungen interpretiert wurden; 3 = Sedimente, die nur auf der linken Seite der seismischen Linie auftreten und nach unten mit den Sedimenten der Einheit 4 verzahnen; sie wurden als überwiegend Hangschutt interpretiert und bestehen aus mehreren überlagerter Körpern; 4 = feinkörnige Sedimente, mit kiesig-sandigen Ablagerungen vergesellschafteter, sie sind auf ein vorwiegend lakustrines Milieu mit bedeutender Murschuttzuführung zurückzuführen; örtliches Auftreten von Ablagerungen glazigener Herkunft; 5 = feinkörnige lakustrine Sedimente mit erheblicher vertikaler Kontinuität; 6 und 7 = Abfolge aus vorwiegend Kiesen und Sanden, mit einer Materialzuführung von NNW nach SE, die mit fluvialen Ablagerungen in einer weiten Flussebene kompatibel sind; im SE-Bereich findet sich eine wahrscheinliche Delta-Abfolge (7); 8 = oberste Einheit aus vorwiegend kiesig-sandigen Sedimenten eines alluvialen Mittlens, welche die vorherigen Einheiten versiegeln.

Überschwemmungsbereich der Etsch, was durch das Auftreten von Sanden mit Torfeinschaltungen, die nach unten in reine Grobsande übergehen, dokumentiert ist. Die Überschwemmungsfazies ist durch sandige Schotter gekennzeichnet und kommt zwischen 12,4 und 15 m ab GOK vor. Es wurden drei ^{14}C -Datierungen an organischem Material aus bis zu 12 m Tiefe durchgeführt. Daraus ließen sich Alter zwischen 300 n.Chr. und 5000 v.Chr. (siehe Tab. 7) ableiten. Daraus ergibt sich für die Torfabfolge eine mittlere Sedimentationsrate von 1,5 m/1000 Jahren, für die unterlagernde Abfolge hingegen eine höhere Rate (2 m/1000 Jahren). NW von Plaus, am Rand des Biotops Wangerau, ergaben beprobte Torfreste aus 4 m unter GOK ein fragwürdiges Alter von 185 ± 40 Jahren BP. Dieses Datum ist wahrscheinlich auf eine Kontamination zurückzuführen. In einer Schottergrube bei der Falschauer wurden Sandlinsen mit geringer Bodenbildung und Kohleresten gefunden. ^{14}C -Datierung ergaben für eine Probe aus 5 m Tiefe ein Alter zwischen dem 7. und 8. Jahrhundert n. Chr., für die Probe aus 12 m Tiefe hingegen ein Alter von ca. 6400 Jahren v. Chr. In einen ähnlichen Rahmen fällt eine Kohlenprobe aus 14 m Tiefe innerhalb der alluvialen Passersedimente am Sandplatz im Meran (Abb. 69d), die ein vergleichbares Alter von 5670–5480 v. Chr. ergab. Beide Orte weisen demnach eine mittlere Sedimentationsrate von 2–2,7 m/1000 Jahren auf.

Moorablagerungen

Mit der Regulierung der Talsohle gingen im Vinschgau und im Etschtal die alten Mooregebiete verloren. Heute sind noch einige kleine Reste als Biotope W und SW von Plaus (Wangerau, Reasler Au) mit der typischen Vegetation aus *Alnus*, *Salix*, *Phragmites*, *Carex*, *Filipendula*, *Epilobium*, etc. erhalten geblieben

In den angrenzenden Bereichen bestehen die Moorablagerungen aus Torf mit sandigen Einschaltungen, selten aus reinem Torf. Das generelle Vorkommen von Sanden ist auf den relativ geringen Talquerschnitt zurückzuführen, wodurch bei Überschwemmungen der Etsch auch der Talrand mit einer noch bedeutenden Sedimentsuspension erreicht wird. Der Torf ist generell braun bis dunkelbraun, mit einer filzigen Struktur, die aus einem engen Netz aus Wurzelresten und untergeordnet Kutikula von Moorpflanzen besteht; es tritt auch Torf mit filzig-amorpher bis amorpher Struktur auf. Das Auftreten von Mooregebieten in diesem Abschnitt des Vinschgaus kann mit der geringen Neigung der Talsohle erklärt werden, die wiederum auf die Abriegelung der Etsch durch den Partschinser Fächer zurückzuführen ist.

Im Etschtal treten Moorablagerungen aus sandigen und torfigen Silten im N von Sinich und SE von Lana, wo auch reiner Torf vorkommt, auf. Im letzteren Bereich belegen die Daten des Untergrundes eine geringe Mächtigkeit der Moorsedimente, mitunter auch unter einem Meter, und die Lagerung dieser Torfe über Überschwemmungssanden der Etsch. Die historischen Kartenwerke (vgl. z.B. *Franzsiszeische Militäraufnahme Karte von Tirol*, 1820) zeigen, dass sich dieses Mooregebiet in einem alten Bachbett der Etsch, dem sogenannten „Alten

Etsch Lauf", bildete, der zur Zeit von Maria-Theresia (ca. 2. Hälfte des 18. Jh.) abgetrennt wurde und fortan nur noch als Nebenrinne fungierte.

Außerhalb der Etschtalsole kommen vielerorts kleinere Moorablagerungen in höheren Lagen vor. Hierbei handelt es sich zumeist um kleine Becken im Felsuntergrund oder in glazialen Ablagerungen, die durch einen erschwerten Abfluss gekennzeichnet sind.

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

Im Bereich des Kartenblattes treten gemischte Ablagerungen sehr verbreitet auf, sowohl im Hochgebirge als auch in den Tälern. Typisch sind sie am Fuß der Hänge und am Ausgang von Seitentälern und Einschnitten, wo sie teilweise miteinander verschmelzen. Diese Ablagerungen sind an mehrere Ablagerungsprozesse gebunden. Diese Prozesse können zusammenwirken oder auch einzelne örtlich gegenüber den anderen überwiegen bzw. nur eine Nebenrolle einnehmen. Murgänge und Lawinen beherrschen die Umlagerungsprozesse im Hochgebirge, Transport und Geröllaufarbeitung durch Fließgewässer betreffen hingegen größere Ablagerungsräume.

Im Allgemeinen bestehen die Ablagerungen aus einem massigen, matrix- bis komponentengestützten Diamikt mit untergeordneten Einschaltungen aus grob geschichteten und imbrikaten, sandigen Schottern. Die Klasten sind schlecht sortiert, die lithologische Zusammensetzung spiegelt die Gesteinstypen im Einzugsgebiet wider.

Die großen Fächer von Mais, Zielbach und Töllgraben (*Maia, Rio di Tel, Tovo di Tel*) im Etschtal sind vorwiegend auf Murprozesse zurückzuführen, während sich die Wildbachablagerungen auf die aktiven Rinnen beschränken. Der tiefe Einschnitt im Fächer des Töllgrabens zeigt Aufschlüsse von einigen Zehnermetern und erlaubt eine gute Analyse der Ablagerung. Es überwiegen deutlich matrixgestützte Diamikte mit einem Verhältnis Klasten/Matrix von 40/60 bis 15/85. Untergeordnet treten Körper aus massigen oder grob geschichteten Schottern mit imbrikaten Klasten auf; die Matrix aus Sand und Feinkies erscheint mehr oder wenig angewittert. Die Klasten sind kantengerundet bis angerundet und zeigen unterschiedliche Korngrößen bis hin zu einigen m³. Einige Fächer, wie jener von Mais (südlicher Teil) und jener von Sinich, zeigen am Übergang zur Talebene Einschaltungen aus braunen bis braun-rötlichen, feinkörnigen Bildungen mit normal gradierten Lagen. Diese Ablagerungen sind an einen diffusen Wasserabfluss gebunden.

Murschuttablagerungen zeigen eine typische Morphologie. Diese kann man besonders in der Senke von Meran 2000 oder am Fuß des Nordhanges des Großen Mittagter (*M. Catino*) im Talfer-Einzugsgebiet erkennen (Abb. 72). Es handelt sich um eine Reihe von oberflächigen, subparallelen Rinnen, die im unteren Fä-



Abb. 71 - Übersichtfoto auf die Fächer von Partschins-Rabland (*Parcines-Rablà*) (links) und des Töllgrabens (*Tovo di Tel*) (rechts); letzterer ist durch den tiefen Bacheinschnitt gekennzeichnet.

cherbereich von kleinen, teils verzweigten Wällen und schließlich Loben begleitet werden, die am Hangfuß diskontinuierliche Körpern ausbilden. Im Allgemeinen besteht die Ablagerung aus unterschiedlich großen, schlecht sortierten Schottern bis hin zu massigen Diamikten; untergeordnet können Linsen aus sandigen imbrakaten Schottern auftreten, die generell an den konzentrierten Abfluss von Oberflächenwasser in den Rinnen gebunden sind. Vielfach treten die Murschuttfächer in Form von überlagerten, kleinen und gelängten Loben auf. Beispiele hierfür finden sich am linken Hangfuß des Vinschgaus.

Für Murschuttablagerungen gibt es kaum verfügbare Altersbestimmungen. Im Sagbachtal (*Valle del Rio della Sega*) (Tab. 7) wurde auf einer Höhe von 2015 m ein kohlereicher Bodenhorizont unter Murschuttsedimenten in 1 m unter GOK gefunden. Die entsprechende Datierung ergab ein Alter von 980–800 Jahren n. Chr. Es kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, dass der hohe Kohlenanteil



Abb. 72 - Murgang am Nordhang des Großen Mittag (M. Catino) (Talfer-Einzugsgebiet).

auf eine anthropogene Abholzung zurückzuführen ist, wodurch auch indirekt eine verstärkte Murtätigkeit angeregt worden sein könnte.

Hangschuttablagerungen und Schutthalden, lokal Blockschutt

Es handelt sich um Ablagerungen aus locker bis offen gelagerten Kiesen oder Kies-Block-Gemischen mit kantigen Klasten lokaler Herkunft und einem variablen Matrixanteil, je nach Verwitterungsanfälligkeit der Gesteine (hoch für Sandstein, gering für Porphyry und Marmor). Die Ablagerungen erreichen eine Mächtigkeit von einigen Metern bis zu mehreren Zehnermetern, können sowohl massig 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 Decken parallel zum Hang ablagert. Wenn die Materialzufuhr vorwiegend entlang von Rinnen erfolgt, bilden sich auch Fächerformen (Schuttkegel). Zu den typischsten Bereichen zählen die Kare und die Talschlüsse zu beiden Seiten des Bergrückens Naturnser Hochwart-Marlingerjoch (*Guardia Alta-Giogo di Marlengo*), der Südhang des Rückens Tschigat-Rötelspitz-Mutspitze (*Cigot-Cima Rosa-M. Mutta*) in der Texelgruppe, sowie beide Seiten des Bergrückens Ifinger-Hirzer (*Ivigna-Punta Cervina*), wo verbreitet Prozesse einer schnellen Erosion auftreten.

Die grobblockigen Hangschuttablagerungen sind durch große Mengen an metergroßen Blöcken gekennzeichnet; ein Großteil dieser Ablagerungen geht auf diffuse Felssturzphänomene zurück, die durch eine starke Zerklüftung des Gebirges hervorgerufen werden. Diese Ablagerungen treten vermehrt im Bereich von tiefgründigen Massenbewegungen auf, wo das Gebirge stärker zerlegt ist und mitunter offene Klüftspalten aufweist. In diesen Bereichen stammen die Ablagerungen nicht nur von vielen Felssturzphänomenen, sondern auch aus einer kompletten Zerlegung des Gebirges in getrennte Klüftkörper. Beispiele solcher Ablagerungen finden sich auf der rechten Seite des Vinschgaus zwischen Rabland (*Rablà*) und Vellau (*Velloi*) sowie im Passeiertal SW von St. Martin in Passeier (*S. Martino in Passiria*).

Abgesehen von 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.

Vorwiegend im Hochgebirge sind die Schuttfächer und Halden von Murrinnen und Lawinenkanälen eingeschnitten und an deren Basis finden sich entsprechende Ablagerungen mit variabler Erstreckung. Vielfach sind diese Sedimente schwer auseinander zu halten, da sie miteinander verzahnen. Kartographisch wurde die Grenze auf Basis des überwiegenden Ablagerungsprozesses gesetzt.

Massenbewegungen

Massenbewegungen kommen nahezu überall im Kartenblatt vor, allerdings

kann man eine Häufung dieser Prozesse in der Texelgruppe und im Passeiertal beobachten. Diese Häufung lässt sich mit folgenden, für Massenbewegungen begünstigende Faktoren erklären: mit dem Hang einfallende Trennflächengefüge, hohe Reliefenergie, stark zerlegtes Gebirge mit Kluft- und Kataklasten sowie das Vorkommen von tiefgründigen Massenbewegungen.

Die Zusammensetzung der Massenbewegungsablagerungen ist sehr unterschiedlich und hängt von den jeweils einbezogenen Gesteinen ab. Sturz-, Kipp- und Gleitprozesse entwickeln sich im Festgestein und führen überwiegend zu Ablagerungen aus unterschiedlich großen Kiesen und Blöcken mit einem locker gelagerten bis komponentengestützten Gefüge. Die Komponenten sind lokaler Herkunft und meist kantig. In den großen Gleitprozessen kann man die Verlagerung von ganzen Gebirgen und teilweise den auflagernden quartären Bedeckungen beobachten. Rotationsrutschungen und Schuttströme betreffen hingegen pseudokohärente Gesteine (Sandsteine, Siltsteine, Kataklasten, Mylonite etc.) sowie glazigene Bildungen; die Produkte der Massenbewegungen bestehen daher im Allgemeinen aus massigem, matrixgestütztem Diamikt. Im letzteren Fall sind die Massenbewegungen eher begrenzt und seicht liegend.

Alle beschriebenen Ablagerungen haben holozänes Alter; die Bewegungen sind teils zur Ruhe gekommen, teils noch immer aktiv (siehe auch Kap. VII.1.).

Hinsichtlich Morphologie, Bewegungsmechanismus und Ausdehnung sei die Felsgleitung NW von Zeppichl (*Alpe del Dosso*) im Pfelderertal (*Val di Plan*) als Beispiel erwähnt. Die entsprechenden Gleitmassen bewirkten im Talgrund einen Rückstau des Pfeldererbaches (*Rio di Plan*) und in der Folge eine Flutung des Bereichs bachaufwärts. Die Massenbewegung wurde von mehreren Faktoren begünstigt, wie der Steilheit des Hanges mit abwärtsgerichteten Strukturen und der Erosion am Hangfuß durch den Pfeldererbach. Durch diese Gegebenheiten glitt der oberflächige Teil des Felses ab, welcher noch unregelmäßig im oberen Teil der Gleitmasse aufgeschlossen ist. Weitere Ablagerungen mit ähnlichen Eigenschaften treten noch weiter oben am rechten Hang des Lazinsertales (*Val di Lazins*) auf. Eine erhebliche Felsgleitmasse tritt N des Ulsenjochs (*Giogo di Ulsen*) auf einer Höhe zwischen 2500 und 2600 m auf.

Eine typische Morphologie zeigt auch der Bergsturz NE des Kreuzjöchls (*Giogo della Croce*) im Öttenbachertal (Talfer-Einzugsgebiet), wo man eine markante, halbrunde Anbruchnische innerhalb der Gargazon-Formation erkennt. Die Ablagerung breitet sich fächerförmig nach unten aus und bewirkte ein Umlenkung des Öttenbaches (*Rio Deserto*) knapp nördlich davon. In der Folge grub sich der Bach in den Hangfuß des gegenüberliegenden Hanges und löste auch hier eine kleine Massenbewegung aus. Anhand des starken Baumbewuchses und angesichts der eintretenden Modellierungsprozesse ist anzunehmen, dass diese Ablagerung zumindest ins Mittelholozän fällt.

Eine aktive Rotationsrutschung in quartären Ablagerungen mit typischer Morphologie liegt im Talschluss des Runngenbaches (*Rio dei Ronchi*, Talfer-



Abb. 73 - Übersichtsfoto auf die Senke von Meran 2000; hinten in der Mitte erkennt man den Großen Mittagser (M. Catino, 2422 m) und vorne die große Felsgleitung, die den südwestlichen Abschnitt von Meran 2000 betrifft.

Einzugsgebiet). Die Rutschung zeigt mehrere, Zehnermeter große und stufenartig angeordnete, prismatische Körper, deren Rotation im gesamten oberen Sektor der Rutschmasse markante, gegen den Hang einfallende Abbruchflächen bildete.

Große Gleitphänomene in Festgestein mit einer Größe über 1 km² treten im Pässeertal bei Saltaus (*Saltusio*, sowohl oberhalb von Saltaus, als auch auf dem gegenüberliegenden Hang, zudem im Saltausertal, NW des Hahnenkamms/*Coston del Gallo*), am rechten Hang des Pfistradtales (*valle del Rio di Viastrata*), am Westhang des Plattenspitz (*Punta delle Laste*) und bei Meran 2000 (Abb. 73) auf. Viele dieser Phänomene betreffen Gebirgsabschnitte, die als Ganzes talwärts bewegt werden.

Blockgletscher

Im untersuchten Gebiet treten neun Blockgletscher auf, die dem Alpenen Postglazialen Synthem zuzuordnen sind. Vier davon entwickelten sich aus Moränenmaterial, während fünf ihren Ursprung in Hangschuttbildungen haben. Fast alle liegen in den Sarntaler Alpen (*Monti Sarentini*). Die Höhen der jeweiligen Stirnböschungen liegen dabei zwischen 2040 und 2615 m. Der größte Blockgletscher (17 ha) findet sich im Sagbachtal (*Val del Rio della Sega*) S der Anteranalm, und weist eine rund 40 m hohe, gut entwickelte Stirn auf. Die Ablagerungen bestehen aus verschiedenen großen Kiesen und Blöcken, mitunter schwach sandig, mit vorwiegend kantigen bis kantengerundeten Klasten lokaler Herkunft. Die Ablagerungen besitzen eine recht deutlich definierte Form mit Fließloben, die vor allem im Stirnbereich hervorstechen. Einige Blockgletscher zeigen örtlich einen spärlichen Pflanzenbewuchs, der sich meist auf den Stirnbereich konzentriert. Vielfach ist nicht klar, ob es sich um inaktive Formen, d.h. mit einem Permafrost in den tieferen Bereichen, oder um relikte Formen, d.h. ohne jeglichen Perma-

frost, handelt. Daher ist ihre Zuordnung zum Alpenen Postglazialen Synthem auch etwas unsicher.

Glaziale und periglaziale Ablagerungen

Hinweise einer holozänen glazialen Dynamik vor der Kleinen Eiszeit sind äußerst 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 Klatten lokaler Herkunft und werden als Ausschmelzmoräne interpretiert. Die Sedimente treten kleinräumig auf und weisen eine geringe Mächtigkeit (zwischen einigen Metern und Zehnermetern) auf. Die wichtigsten Aufschlüsse finden sich im Talschluss des Lazinsertals (Val di Lazins) auf über 2350 m Mh. Auf jeden Fall ist die stratigraphische Einordnung dieser Sedimente nicht endgültig geklärt.

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. Die Komponenten sind kantig und von lokaler Herkunft. In einigen Fällen treten die Sedimente als komponentengestützter Diamikt auf.

Im Allgemeinen treten diese Sedimente an der Basis eines Hanges auf, wo sie normalerweise einen hangparallelen Wulst bilden. Dabei erreichen sie Höhen von einigen Metern und Längen im Zehnermeterbereich. Vom Hang selbst sind sie durch eine mehr oder wenig ausgeprägte Gegenneigung getrennt, die teilweise durch Hangschutt oder gemischte Sedimente verfüllt sein kann. Im Detail ist ein einzelner Wall durch einen einzigen Kamm gekennzeichnet, aber in einigen Fällen folgen auch mehrere Kämmen dicht hintereinander. Die bedeutendsten Beispiele treten im Bereich von Meran 2000 und im Sagbachtal (*Valle del Rio della Sega*), einem Seitental des Pensertals (*Val di Pennes*), auf. Hier befindet sich mit etwas über 900 m auch der längste *protalus rampart* (Abb. 74). Die Herkunft dieser Ablagerungen ist umstritten: Früher wurden sie als Schutt abgelagert interpretiert, die bis an die Basis eines Firnfeldes abgleitet (CASTIGLIONI, 1979); andere Autoren unterstreichen die Schubwirkung (*bulldozing*) der Schneemassen auf den Hangschutt am Fuß (z.B. SHAKESBY *et alii*, 1999) oder eine Kriechbewegung (*creep*) durch vorhandenes Eis in den Zwischenräumen (HAEBERLI, 1985). Viele der kartierten Ablagerungen sind inaktiv oder unterliegen Umlagerungsprozessen.

Kolluvium und künstliche Aufschüttungen

Kolluviale Sedimente kommen nicht sehr häufig vor. Sie entstehen meist am Hangfuß am Übergang zum Talboden der Etsch oder am Grund von flachen Einschnitten (z.B. im Hangbereich zwischen Tschermers/*Cermes* und Marling/*Marlen-*



Abb. 74 - Übersichtsfoto auf den Blockschuttwulst (protalus rampart) im Talschluss des Sagbachtals (Valle del Rio della Sega, Taler-Einzugsgebiet); darüber folgen einige Murschuttfächer, die vom Plattinger (M. Plat, 2615 m) überragt werden. Im Vordergrund erkennt man kataklastische Bereiche der Naifal-Linie, die schnellen Erosionsprozessen unterliegen.

go). Sie bestehen vorwiegend aus Diamikt mit massigem bis undeutlich geschichtetem Gefüge mit Konzentration der gröberen Klaster. Die Mächtigkeit erreicht in der Regel einige Meter. Die Ablagerungen entstehen durch Auswaschung und gravitative Umlagerung von quartären Lockergesteinen, vorwiegend aus glazialen Ablagerungen und Verwitterungsschutt. Auf der Hochfläche von Vöran (*Verano*) treten kolluviale Ablagerungen weit verbreitet an flachen Hängen auf, wo sich das Verwitterungsmaterial des Vöran-Konglomerats sammelt.

Die bedeutendsten künstlichen Aufschüttungen treten im Talboden von Etsch und Passer auf. Es handelt sich um Kies-Sand-Gemische oder um feinkörnige Sedimente, die vielfach als Waschrückstand oder bei Bauabbrissen anfallen. Sie finden sich als Auffüllmaterial mit überbauten Werkhallen oder Gebäuden (z.B. NW von Plaus) oder als Verfüllung von aufgelassenen Schottergruben (z.B. S von St. Martin in Passeier/S. Martino in Passiria und N von Lana, vgl. auch Kap. VII. 4). Im letzteren Fall können sie auch Mächtigkeiten von 10–15 m erreichen.

Aufgelassene und rekultivierte Deponien finden sich NE von Lana und S von Sinich; die Deponie von Naturns (*Naturno*) südlich des Tuilehofs (*Maso Tuile*) wird hingegen noch betrieben.

5.4.3.1. - Amola-Subsynthem (PTG₁)

Das Amola-Subsynthem bildet die einzige untergeordnete Einheit des Alpenen Postglazialen Synthems, die im Blatt „Meran“ kartiert wurde.

Die Einheit wurde vom angrenzenden Blatt „Rabbi“ (MARTIN *et alii*, 2009) für die glazigenen Ablagerungen der Kleinen Eiszeit (*Piccola età Glaciale* - PEG) übernommen und weist folgende Eigenschaften auf:

- 1) sie umfasst die glazigenen Sedimente seit der Kleinen Eiszeit bis heute;

2) sie umfasst nur glaziale Ablagerungen (Ausschmelzmoräne und Moräne undifferenziert), glaziofluviale Sedimente in direkter Verbindung mit den Gletschern der Kleinen Eiszeit, aktive und inaktive Blockgletscher aus Diamikt oder Hangschutt. Außerdem beinhaltet sie Hang- und Blockschuttablagerungen in Bereichen, die erst nach der Kleinen Eiszeit eisfrei wurden. Die Kartierung dieser Ablagerungen erfolgte ausschließlich anhand von Vergleichen mit historischem Kartenwerk;

3) die Obergrenze ist durch eine fehlende oder sehr geringe (max. 5–7 cm Mächtigkeit) Bodenbildung gekennzeichnet; die Bewachsung mit Flechten und Gras fehlt oder ist nur kleinräumig entwickelt; die Moränenwälle zeigen ein gut definiertes Querprofil mit scharfkantigem Kamm;

4) die Untergrenze ist generell nicht aufgeschlossen und diskordant zu den Ablagerungen des Alpenen Postglazialen Synthems undifferenziert oder jenen des Weissbrunn-Alm-Subsynthems.

Die Maximale Mächtigkeit der Sedimente dieser Einheit erreicht einige Zehnermeter.

Im Kartenblatt treten Ablagerungen dieser Einheit nur in der Texelgruppe und am Hauptkamm auf (Abb. 75).

Das Erkennen von Ablagerungen der Kleinen Eiszeit basiert nicht einzig auf der Geländeaufnahme anhand Methoden der relativen Altersbestimmung, sondern auch auf der Auswertung von Daten aus der verfügbaren historischen Literatur³ für dieses Gebiet des Alpenraums (vor allem CASTIGLIONI, 1930).

Ausschmelzmoräne ist die häufigste Ablagerung dieses Subsynthems. Sie besteht aus massigem, matrixgestütztem Diamikt, mit kantigen bis kantengerundeten Klasten deren Zusammensetzung von den auftretenden Gesteinstypen im Einzugsgebiet abhängt. Der Anteil der sandigen Matrix kann auch 70% oder mehr erreichen. Seltener tritt ein massiger, komponentengestützter Diamikt auf, der mitunter durch eine Auswaschung der Feinkornfraktion durch Schmelzwasser zustande kommt. Die Formen sind recht gut erhalten, mitunter sind die Umlagerungsprozesse durch Oberflächenwasserabfluss stärker ausgeprägt, wodurch die Bestimmung der Moränenwälle erschwert wird.

Moräne undifferenziert wurde NW des Lodner Ferners (*Ghiacciaio Occidentale di Fiammante*) im Zieltal-Einzugsgebiet (*Rio di Tel*) und im Talschluss des Pfossentals (*Val di Fosse*) kartiert. Es handelt sich auch in diesem Fall um massi-

³Zu diesem Zweck wurden folgende Karten verwendet:

- Franziszeische Militäraufnahme Karte von Tirol., 1820 ca. Sezioni n. 68, 69, 79, 80, scala 1:28.000. Archivio di Stato, Vienna.
- Culturenskelettkarte, 1855-1861. Scala 1:36.000. Archivio Provinciale di Bolzano, Bolzano.
- Umgebungskarte von Meran, 1887. Scala 1:75.000. K.u.k. Militärgeographisches Institut in Wien.
- Ötztal & Stubai, Blatt III-Gurgl, 1913. Scala 1:50.000. Herausg.: Deutscher u. Österreichischer Alpenverein.
- Carta d'Italia alla scala 1:25000: Tav. III NO L'Altissima, ed. 1920, 1923; Tav. III SO Parcines, ed. 1920; Tav. III SE Merano, ed. 1920, 1938. I.G.M.



Abb. 75 - Übersichtsfoto der Moränenwälle der Kleinen Eiszeit (Amola-Subsynthem) des Schrotten Ferners (ghiacciaio del Ceppo), den man links im Hintergrund, an der Basis des Bergkamms der Schwarzen Wand (Croda Nera, 3153 m), erkennen kann (linke Seite des Pfoßentals/Val di Fosse).

ge Diamikte, die den vorher beschriebenen ähneln.

Eines der besten Beispiele von glazialen Ablagerungen der Kleinen Eiszeit ist der Moränenapparat des Trübferners (*ghiacciaio di Rio Torbo*) im Trübfernertal (*valle di Rio Torbo*), einem Seitental des Zieltals (*Valle di Tel*). Hier kann man zwei Seitenmoränen zwischen 2481 und 2800 m verfolgen, auf der rechten Seite treten zudem noch einige kleinere, unkontinuierliche Moränenwälle auf. Auf einer Höhe von 2700 m tritt außerdem eine Stirnmoräne auf, die von der andauernden glaziofluvialen Erosion in zwei Teilstümpfe getrennt wird. Diese Stirnmoräne kann einer Gletscherstirn in den 1930er Jahren zugeordnet werden, die auch mit der Darstellung der Gletscher von CASTIGLIONI (1928) übereinstimmt und somit einer Aktivität nach der Kleinen Eiszeit zugeschrieben wird.

Die Blockgletscher des Amola-Subsynthems belaufen sich auf rund 30 an der Zahl und entwickeln sich in denselben Bereichen, wo auch die glazialen Ablagerungen der Kleinen Eiszeit auftreten. Einige der Blockgletscher entwickelten sich aus ehemaligen Gletschern der Kleinen Eiszeit. Es handelt sich sowohl um aktive Blockgletscher als auch um inaktive *sensu* BARSCH (1996). Zwei Drittel der Blockgletscher betreffen Moränenmaterial, die übrigen Hangschutt. Die Stirn-

böschungen dieser Formen liegen auf einer Höhe zwischen 2305 und 2860 m. Die Blockgletscher aus Hangschuttmaterial sind generell kleiner (max. 6 ha) und bestehen aus verschiedenen großen, kantigen Kiesen und Blöcken lokaler Herkunft. Sie zeigen ein offenes Gefüge. In einigen Fällen werden die Ablagerungen von verschiedenen großen Blöcken bis zu einigen m³ gebildet. Die Blockgletscher aus Moränenmaterial, zumeist Ausschmelzmoräne, weisen die Zusammensetzung des ursprünglichen Sediments auf. Es handelt sich um massige, matrix- bis komponentengestützte Diamikte. Im Vergleich zu den anderen Blockgletschern weisen sie vermehrt eine sandige, mitunter eine sandig-siltige Feinkornfraktion auf, darüber hinaus erscheinen die Gerölle stärker gerundet.

Die Bildung eines Blockgletschers aus einem Gletscher im Endstadium kann man nördlich des Grafspitz (*Cima della Grava*, 3147 m) bis in die Nähe der Ruine Finanzdiensthütte (*ex Caserma della Guardia di Finanza*, 2571 m) im Talschluss des Pfelderertals (*Val di Plan*) gut erkennen. Dieser Blockgletscher zeigt eine Ausdehnung von rund 1 km² und ist damit der größte im ganzen Kartenblatt. Die gesammelten Daten lassen auf ein Permafrost in der Tiefe schließen. Es handelt sich um einen aktiven Blockgletscher. Dies wird zum einen durch die steile Stirn verdeutlicht, deren Neigung über dem Reibungswinkel des Moränenmaterials, aus dem der Blockgletscher gebildet ist, liegt. Daneben zeugt das Auftreten von Senken mit Wasseransammlungen und kleinen Seen, die mit begrabenen Toteismassen in Verbindung stehen, von einer Aktivität. In dieser Position beschrieb CASTIGLIONI (1928) einen Hanggletscher, der unterhalb von 2650 m in eine Moränendecke mit unregelmäßiger Morphologie überging. Diese Moränendecke wurde als Obermoräne eines bedeckten, langsam sterbenden Gletschers angesehen. In der Interpretation des Autors beschränkte sich das Toteis auf die Randbereiche nahe der Seiten- und Stirnmoränen, die zu jener Zeit noch gut erkennbar waren und als „Beleg einer vergangenen aktiven Phase des gesamten Gletschers“ bezeichnet wurden (Kleine Eiszeit, Anm. d. A.)

Für einige Blockgletscher ist die Zuordnung in dieses Subsystem unsicher.

Die Hangschuttablagerungen bestehen aus locker gelagerten, generell kantigen und verschiedenen großen Kiesen und Blöcken lokaler Herkunft. Sie entsprechen den hochalpinen Schutthalde rund um die Gletscher im oberen Pfosental (*Val di Fosse*) im Talschluss des Trübfernertals (*Valle del Rio Torbo*) sowie im N des Hühnerkamms (*Cresta delle Galline*) und der Kolbenspitze (*La Clava*).

Die einzigen kartierten glaziofluvialen Ablagerungen befinden sich im Pfosental nördlich vom Kesselboden (*Pian di Catino*). Es handelt sich um Kiese mit seltenen Blöcken, die grob horizontal, örtlich auch schräg geschichtet sind. Sie stammen von der Aufarbeitung und dem Transport der Ausschmelzmoräne, die während der Kleinen Eiszeit vom Kesselferner (*ghiacciaio dell'Altissima*) abgelagert wurde.

In Übereinstimmung mit Kapitel 5.4.2. werden die Ablagerungen des Amola-Subsystems ins Holozän gestellt (ca. 16. Jahrhundert bis heute).

VI - STRUKTURELLER BAU UND METAMORPHOSE

1. - OSTALPIN

(S. Zanchetta, G. Bove, A. Zanchi, A. Gregnanin, S. Poli, mit Beiträgen von C. Ambrosi, P. Cortini, A. Crottini, V. Mair, G. Toffolon, S. Tumati)

Im Blattbereich „Meran“ gehören alle Einheiten zwischen der Periadriatische Linie im Süden und der nördlichen Blattgrenze zum Ostalpin. Dieser Abschnitt der kontinentalen Kruste erfuhr mindestens zwei Orogenesen (variszisch und alpidisch), die beide zum heutigen strukturellen Bau beitrugen. Bis heute konnte die Einbindung des heutigen ostalpinen Grundgebirges in die kaledonische Metamorphose nicht nachgewiesen werden.

Die geologischen Untersuchungen und die Kartierung im Rahmen der Erstellung des Blattes „Meran“ führten zur Unterscheidung von untergeordneten Einheiten gegenüber den klassischen großen Decken in der Literatur, wie der „Ötztal-Decke“ oder der „Ortler-Campo-Decke“. Wie bereits im vorherigen Kapitel beschrieben, treten von Süden nach Norden und von Osten nach Westen die folgenden Einheiten auf: Ulten-Einheit, Tonale-Einheit, Marlinger Schuppe, Pejo-Einheit, Schenna-Einheit, Hirzer-Einheit, Pens-Einheit, St.-Leonhard-Einheit, Texel-Einheit und Schneeberger Zug. Die Ulten-Einheit, Tonale-Einheit und Pejo-Einheit bilden die nördliche Fortsetzung der in den angrenzenden Blättern („Eppan“ und „Rabbi“) beschriebenen Einheiten, während die Einheiten im Norden von Etsch und Meran erstmals im vorliegenden Blatt behandelt werden. Ihr Bezug zu den Ötztal-Stubai- und Ortler-Campo-Decken muss noch genauer untersucht werden. Von den südlichsten Einheiten wird die Schenna-Einheit von der

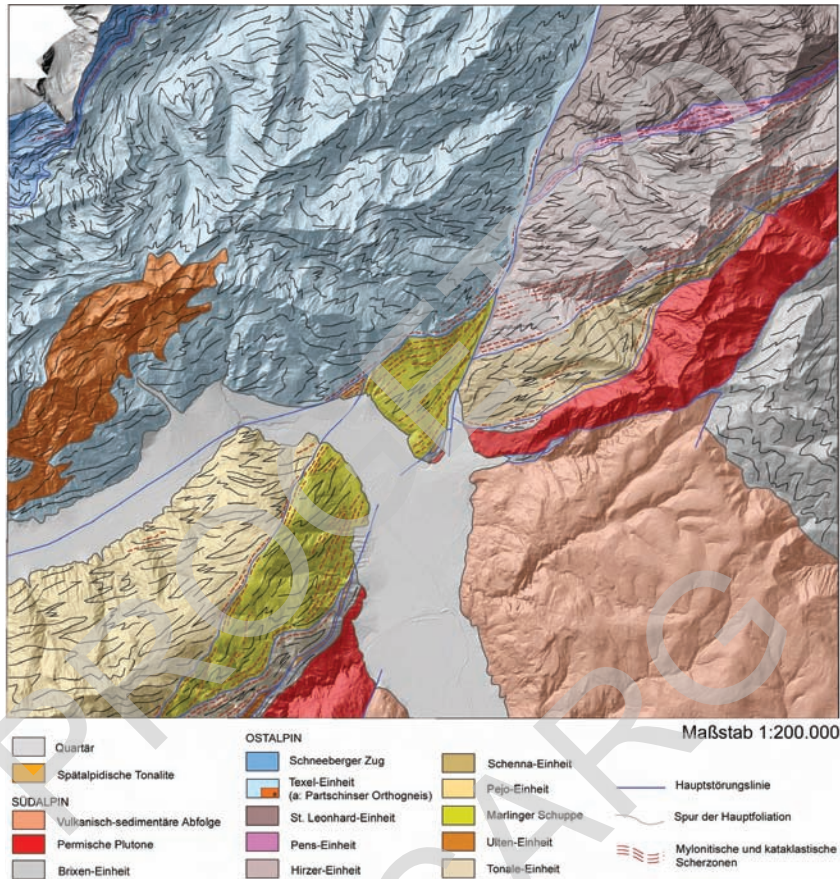


Abb. 76 - Karte der Hauptfoliation in den tektono-metamorphen Einheiten (erstellt von G. Bove).

Meran-Mauls-Linie begrenzt, während die Texel-Einheit, die bis zum Meraner Kessel reicht, im Hangenden der Pejo-Einheit (Ortler-Campo-Decke) liegt und von dieser durch die Scherzone der Thurnstein-Mylonite getrennt wird. Diese Thurnstein-Mylonite setzen sich wahrscheinlich in Richtung Westen entlang des Vinschgaus fort.

Das Gebiet nördlich des Meraner Kessels weist einige geologische Besonderheiten auf. In erster Linie finden sich ausgesprochene Unterschiede zu beiden Seiten des Passeiertals bzw. der hier auftretenden Passeiertal-Linie (sinistrale Seitenverschiebung), die sich von Dorf Tirol (*Tirol*) bis nach St. Leonhard in Passier (*S. Leonardo in Passiria*) erstreckt und eine bedeutende tektonische Gren-

ze darstellt. Der Unterschied der beiden Talflanken äußert sich hauptsächlich in zwei Aspekten (SPIESS, 1995): (i) auf der linken Seite treten tektono-metamorphe Einheiten mit vorwiegend variszischer Metamorphose und einer niedriggradigen, alpidischen retrograden Überprägung auf; diese Einheiten sind untereinander durch bedeutende Scherzonen getrennt, die allerdings auf dem gegenüberliegenden rechten Hang nicht mehr vorhanden sind; (ii) auf der rechten Seite treten hingegen tektono-metamorphe Einheiten mit mittel- bis hochgradiger alpidischer Metamorphose auf.

Die geologischen Aufnahmen und Untersuchungen im Rahmen des Projekts erlaubten, in Verbindung mit der jüngeren Literatur, die Ausarbeitung eines neuartigen Bildes der tektono-metamorphen Entwicklung der verschiedenen Einheiten, die in den vorherigen Kapiteln zum Teil bereits schon angesprochen wurde und in der Folge noch vertieft wird. Die neuen, detaillierten Strukturdaten erlauben eine Bestimmung von Deformationsabfolgen in jeder tektono-metamorphen Einheit und, sofern möglich, die Korrelation von Deformationsereignisse anhand von Metamorphoseparagenesen. Die Rekonstruktion der aufeinanderfolgenden Deformationsphasen erfolgte mit traditionellen Methoden der Strukturgeologie, einschließlich einer systematischen Analyse der Schieferungen und der Achsenebenen der verschiedenen Faltingenerationen. Besondere Aufmerksamkeit wurde den zahlreichen duktilen und spröden Scherzonen zuteil. Die Auswertung dieser Daten erlaubte eine Rekonstruktion des Verlaufs der Hauptschieferung und die Erstellung einer entsprechenden Karte, anhand derer die geometrischen Verhältnisse innerhalb der Einheiten sowie in den Randbereichen aufgezeigt werden (Abb. 76). Der Verlauf der Schieferung in dieser Übersichtskarte bezieht sich auf die Hauptschieferung (S_2), 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; eine direkte Gegenüberstellung gestaltet sich oft schwierig. Für die verwendete Bezeichnung der verschiedenen Deformationsphasen und bezüglich ihrer Interpretation verweist man auf die methodologische Vorbemerkung in Kapitel V und die folgenden Absätze.

1.1. - TEKTONO-METAMORPHE EINHEITEN WESTLICH DER PASSEIERTAL-LINIE

Westlich der Passeiertal-Linie wurden zwei tektono-metamorphen Einheiten unterschieden: der *Schneeberger Zug* und die *Texel-Einheit*. Ersterer erstreckt sich vom hinteren Pfossental (*Val di Fosse*) bis ins Eisacktal (*Valle dell'Isarco*); die Nordgrenze zur Ötztal-Decke wird von der Schneeberger Linie dargestellt. Die Texel-Einheit nimmt ein weites Gebiet zwischen dem hinteren Pfelderertal (*Val di Plan*) und dem Ratschingsertal (*Val Racines*) bis in den Meraner Kessel

ein. Der Übergang zwischen diesen beiden Einheiten wird von Mylonitbändern unterstrichen, die verschiedene Gesteinstypen nebeneinander stellen: Phyllitische Glimmerschiefer (*OSF*), Amphibolite (*OSA*), Marmore (*OSB*), Kalkglimmerschiefer (*OSC*) und Quarzite (*OSQ*) mit mehr-cm großen Amphibolen und Granaten, sowie feinkörnigere Glimmerschiefer (*OTM*) und Paragneise (*OTP*) (silberfarbene Glimmerschiefer *Auct.*).

Die zwei Einheiten zeigen ein vergleichbares radiometrisches alpidisches Alter (ca. 80–90 Ma). Der Schneeberger Zug 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 des Schneeberger Zuges im Pfossental und im umgebenden Grundgebirge der Texel-Einheit im Bereich Lodner-Hohe Weiße-Hohe Wilde (*Cima Fiammante-Cima Bianca Grande-Altissima*) deutlich (ZANCHETTA, 2007; ZANCHI *et alii*, 2009).

Der Grund einer Trennung 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; HÄBLER *et alii*, 2006; ZANCHETTA, 2007). Diese Relikte wurden im Schneeberger Zug, wo die prä-D₂-Metamorphose einen geringeren Grad erreichte, nie beobachtet. Nach SÖLVA *et alii* (2005) erfolgte die Nebeneinanderstellung der beiden Einheiten im Zuge der Deformationsphase D₂; diese Deformationsphase entspricht dem Beginn der Exhumation die Eklogite der Texel-Einheit.

1.1.1. - Die tektono-metamorphe Einheit des Schneeberger Zuges

Diese Einheit tritt in einem begrenzten Bereich des Blattes „Meran“ im Pfossental (*Val di Fosse*) und am Hauptkamm zwischen Italien und Österreich, zwischen der Hohen Wilde (*Altissima*, 3482 m) und dem Hinteren Seelenkogel (*Cima delle Anime*, 3470 m) am Nordhang des Pfelderertals (*Val di Plan*) auf. Der Schneeberger Zug ist im zentralen Bereich aus phyllitartigen Glimmerschiefern aufgebaut, während in den Randbereichen eine Wechselfolge („bunte Serie“) mit verbreiteter Karbonat-Führung sowie mehreren Zentimeter großen Granaten und Amphibolen auftritt. Im Blatt 013 „Meran“ kommt nur die südliche Wechselfolge vor, die hier besonders reich an Quarziten und Karbonatlagen ist.

Auf Basis der strukturellen Analysen im Zuge der Kartierung lassen sich mindestens drei duktile Deformationsphasen unterscheiden. Die Phase D₁ ist heute nur lokal in Form von verfalteten Falten zu erkennen (Kesselboden/*Pian del Catin*o und Schrottner/*Croda Rotta* im Pfossental/*Val di Fosse*); die D₁-Strukturen



Abb. 77 - Südhang der Hohen Wilde (Altissima). Die helle Gipfelpyramide besteht aus Quarziten des Schneeberger Zuges. Die Grenze zwischen dem Schneeberger Zug und der Texel-Einheit tritt etwa auf halber Höhe des Hanges bei der Marmorlage in der Bildmitte auf.

erkennt man meist im mesoskopischen Maßstab als restliche Faltscharniere, die innerhalb der S_2 -Foliation erhalten geblieben sind. Innerhalb der Marmor- und Kalkglimmerschieferlagen treten diese Relikte vermehrt auf. Im Sinne einer Rekonstruktion der ursprünglichen Orientierungen sind sie jedoch recht schwer zu interpretieren. Aufgrund der Abscherung der D_1 -Strukturen durch die späteren Deformationsphasen und des rheologischen Verhaltens der betroffenen Gesteine sind die Daten zur Lagerung sehr gestreut. Im Dünnschliff kann man D_1 -Relikte gut in den phyllitischen Glimmerschiefern erkennen. Hier beobachtet man Relikte einer Schieferung S_1 , die von Hellglimmer und Biotit, seltener von Amphibol nachgezeichnet wird. Die an den Gesteinsproben aus dem Blattbereich „Meran“ durchgeführten Analysen erlaubten keine genaue Bestimmung der Druck- und Temperaturbedingungen während der Metamorphose der Deformationsphase D_1 . Daten aus der Literatur (KONZETT & HOINKES, 1996) an Paragonit-führenden Amphiboliten des Schneeberger Zuges, die im Seebergtal (*Valle del Lago*) aufgeschlossen sind, zeigen Übergangsbedingungen zwischen der Amphibolit- und der Eklogit-Fazies (550–600°C, 0,8–1,0 GPa).

Die folgende D_2 -Phase bewirkte die Entwicklung von isoklinalen Falten im kleinen wie im großen Maßstab sowie eine entsprechende Schieferung (S_2) im mm-Bereich; diese Phase prägte das heute vorherrschende Gefüge im mikrosko-

pischen Bereich und im Aufschluss. Die Schieferungsflächen sind unterschiedlich geneigt und fallen vorwiegend nach NW. In den Glimmerschiefern wird die S₂-Schieferung von Hellglimmer (Muskovit und Paragonit) und Biotit, in den Amphiboliten von Amphibol und Klinozoisit und in den Kalkglimmerschiefern von einem Lagenbau mit wechselnden silikatreichen und karbonatreichen Bändern nachgezeichnet. Die P-T-Bedingungen dieser Deformationsphase zeigen 0,6-0,8 GPa und 600–650°C (KONZETT & HOINKES, 1996).

Die letzte duktile Deformationsphase D₃, die im Gelände deutlich zu erkennen ist, ist für die Entwicklung enger bis geschlossener, SE-gerichteter Falten verantwortlich; nur örtlich bildet sich zusätzlich eine neue Achsenebenen-Schieferung aus, die in den Glimmerschiefern von Hellglimmer und Biotit nachgezeichnet wird. In diesem Alpenraum wurden von SANDER (1920a, 1929) die sogenannten *Schlingen* beschrieben, die später von SCHMIDEGG (1933a, b, 1936) untersucht wurden. Es handelt sich hierbei um Faltenstrukturen mit subvertikaler Achse vom Zentimeter- bis Kilometerbereich. Die Schlingen am SW-Rand des Schneeberger Zuges, dem klassischen Untersuchungsgebiet von SCHMIDEGG (1932), sind auf Basis der Geländedaten einer Überlagerung der Deformationsphase D₃ auf D₂ zuzuschreiben. Südlich des Eishofs (*Maso Gelato*), wenige hundert Meter außerhalb des Blattes „Meran“, beschrieben GREGNANIN (1980) und GREGNANIN *et alii*, (1995) eine schwache alpidische D₃-Schieferung in Glimmerpseudomorphosen nach älterem Stauroolith. In den Druckschatten um die Granat-PorphYROblasten tritt Biotit auf.

In einigen Gesteinen, wie den Granat-Amphibol-führenden Glimmerschiefern und den Karbonat-führenden Amphiboliten, erkennt man einen statischen Wuchs von Amphibol und selten von Granat, der nach D₂ und vor D₃ erfolgte und zu grobkörnigen Fazies und Amphibolgarben (entlang des Weges vom Eishof/*Maso Gelato* zum Eisjöchl/*Passo Gelato*, hinteres Pfosental/*Val di Fosse*) führte.

1.1.2. - Die tektono-metamorphe Texel-Einheit

Die Texel-Einheit tritt im Blatt „Meran“ in einem ausgedehnten Bereich westlich des Passeiertals zwischen dem Vinschgau im Süden und dem Pfelderertal (*Val di Plan*) im hinteren Passeiertal auf.

Wie schon im vorherigen Kapitel erwähnt, zeigen die Texel-Einheit und der Schneeberger Zug ab der Deformationsphase D₂ eine ähnliche Entwicklungsgeschichte. Die prä-D₂-Entwicklung ist jedoch unterschiedlich: Ein Hochdruck Ereignis findet sich nur in der Texel-Einheit und äußert sich in *Boudins* aus Metabasiten mit Eklogitrelikten (*OTE*).

Die strukturellen Analysen im Zuge der Kartierungsarbeiten konnten auch hier mindestens drei duktile Deformationsphasen bestätigen, wie bereits SPALLA



Abb. 78 - Interferenzmuster von D₂- und D₃-Falten (Zieltal/Valle del Rio Tel).

(1989, 1990, 1993) und GREGNANIN *et alii* (1995) erkannt hatten. Es sei daran erinnert, dass die Phasen D₂ und D₃ mit jenen des Schneeberger Zuges übereinstimmen. Die Phase D₁ der Texel-Einheit ist hingegen nicht mit der D₁ des Schneeberger Zuges vergleichbar, da die zwei Einheiten erst ab D₂ gemeinsame Wege gingen.

Die mesoskopischen Strukturen der ersten Deformationsphase D₁ kommen nur als Relikte einer Schieferung S₁ durch Hellglimmer und Biotit in den Glimmerschiefern (*OTM*) und Paragneisen (*OTP*) sowie in Form von entwurzelten Faltencharnieren mit entsprechenden Quarzlagen in den Glimmerschiefern (*OTM_a*) vor. Weitere Zeugen von D₁-Strukturen finden sich in den Wechsellagerungen von Glimmerschiefern-Marmoren-Kalkglimmerschiefern an der Hohen Weiße (*Cima Bianca Grande*) und am Grafspitz (*Cima Grava*), wo Interferenzmuster von D₁ und D₂ zu beobachten sind. Die Strukturen dieser ersten Phase wurden in der Folge durch die nächsten Phasen D₂ und D₃ verformt (Abb. 78).

Reststrukturen der Phase D₁ treten innerhalb verschiedener Körper, Lagen und *Boudins* von Amphiboliten (*OTF*) auf, die wiederum in Glimmerschiefer (*OTM*) und Paragneise (*OTP*) eingeschaltet sind. In den *Boudins* und Lagen von Amphiboliten mit Eklogitresten (*OTE*) im Ulfatal (*Valle di Ulfas*), bei Saltaus (*Saltusio*) und im Kalmtal (*Val Clava*) erkennt man teilweise eine von Klinopyroxen unterstrichene Schieferung und einen Lagenbau aus wechselnden Bändern von Klinopyroxen + Zoisit/Klinozoisit mit Bändern von Granat + Amphibol. Die-

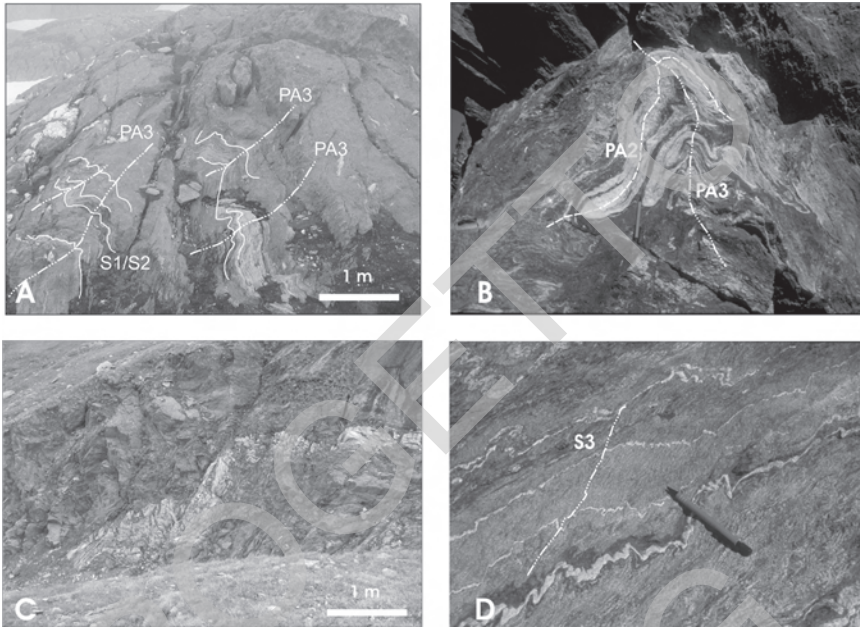


Abb. 79 - Interferenzmuster D_2 - D_3 im Pfossental (Val di Fosse) und im Lazinsertal (Val di Lazins).

se prä- D_2 -Strukturen in den Amphiboliten müssen nicht unbedingt D_1 -Relikte darstellen, wie sie in den restlichen Grundgebirgsabschnitten festgestellt wurden, sondern könnten noch älter sein. Eine Verbindung zwischen Eklogit-Vergesellschaftungen (Saltaus/*Saltusio*) und Schieferung S_1 in den Glimmerschiefern (*OTM*) und Paragneisen (*OTP*) wurde von HOINKES *et alii* (1991), SÖLVA *et alii* (2001) und HABLER *et alii* (2006) vorgeschlagen. In den P-T-Abschätzungen der Autoren findet sich aber keine Übereinstimmung der Werte für die syn- S_1 -Mineralparagenese in den Metapeliten (550 – 600°C , $0,9$ – $1,1$ GPa) und den Eklogiten in den Metabasiten (500 – 550°C , $1,4$ – $1,6$ GPa). Diese Diskrepanz steigert sich nochmals, wenn man die P-T-Abschätzungen der Ulfaser Eklogite (erstmalig im Zuge der vorliegenden Kartierung von G. BOVE entdeckt) heranzieht. Diese Eklogite zeigen noch höhere Drücke, am Übergang von Quarz zu Coesit (630 – 690°C , $2,6$ – $2,9$ GPa; ZANCHETTA, 2007).

Die im Gelände erkannte, zweite duktile Deformationsphase D_2 trägt zusammen mit der folgenden D_3 großteils zum heutigen strukturellen Bau der Texel-Einheit bei (Abb. 79 und 80). Geschlossene bis isoklinale Falten treten verbreitet auf und entwickeln sich sowohl im mesoskopischen als auch im regionalen Maßstab (siehe Bereich Lodner und Hohe Weiße, Abb. 81 und 82). Die Entwicklung einer Schieferung S_2 geht mit den Faltenstrukturen einher und ist durch eine

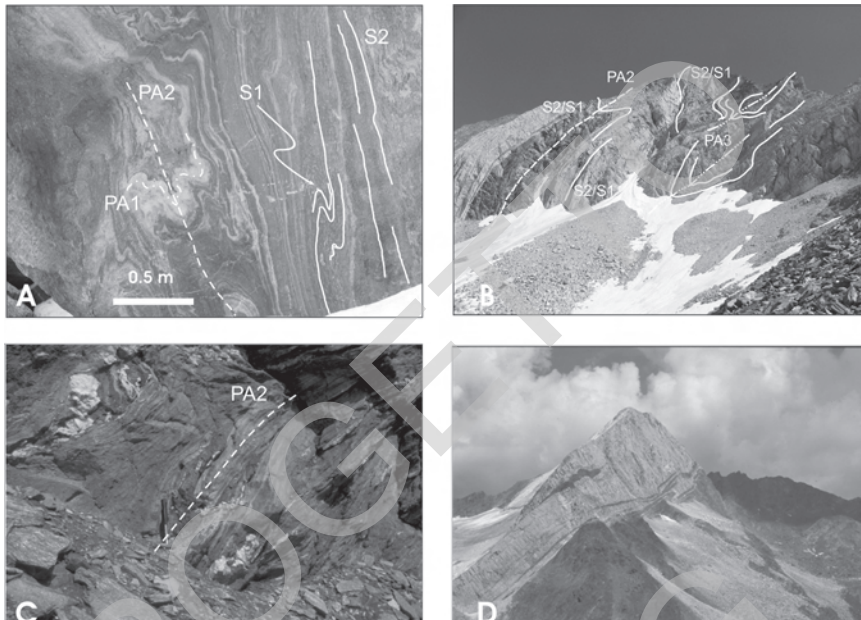


Abb. 80 - Strukturen D_2 - D_3 im Pfossettal (Val di Fosse) und im Bereich des Lodners (Cima Fiammante).

amphibolitfazielle Mineralparagenese gekennzeichnet (GREGNANIN & PICCIRILLO 1969a, b; SPALLA, 1993; SÖLVA *et alii*, 2001). Am Kontakt zwischen Partschinser Orthogneis (*OTH*) und den Paragneisen (*OTP*) nimmt die Schieferung *S2* einen mylonitischen Charakter an, sowohl im Orthogneis als auch im Nebengestein. Dies ist wahrscheinlich auf die Festigkeitsunterschiede der beiden Gesteine zurückzuführen.

In der Texel-Einheit fallen die Achsenebenen der D_2 -Falten und die Schieferung *S2* generell gering bis stark geneigt nach NW ein. Die D_2 -Achsen fallen mit einer Neigung von wenigen Graden bis zu 30 – 40° nach NW bis NNW ein. Örtlich wurden die D_2 -Strukturen nach der späteren Phase D_3 ausgerichtet, wobei die Achsenebenen weiterhin nach NW fallen, die Faltenachsen jedoch subhorizontal NE-SW streichen (Abb. 83). Dieser Effekt verstärkt sich von Norden nach Süden bzw. in Richtung der Periadriatischen Linie. Örtlich (hinteres Lazinsertal/Val di Lazins, Pfossettal/Val di Fosse) beobachtet man in den Glimmerschiefern (*OTM*) und in den Paragneisen (*OTP*) eine mineralogische D_2 -Lineation aus Hellglimmer und Biotit.

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



Abb. 81 - *Falten D_2 - D_3 am SW-Hang der Hohen Weiße (Cima Bianca Grande).*



Abb. 82 - *Interferenzmuster D_2 - D_3 am SW-Hang des Grafspitz (Cima Grava).*

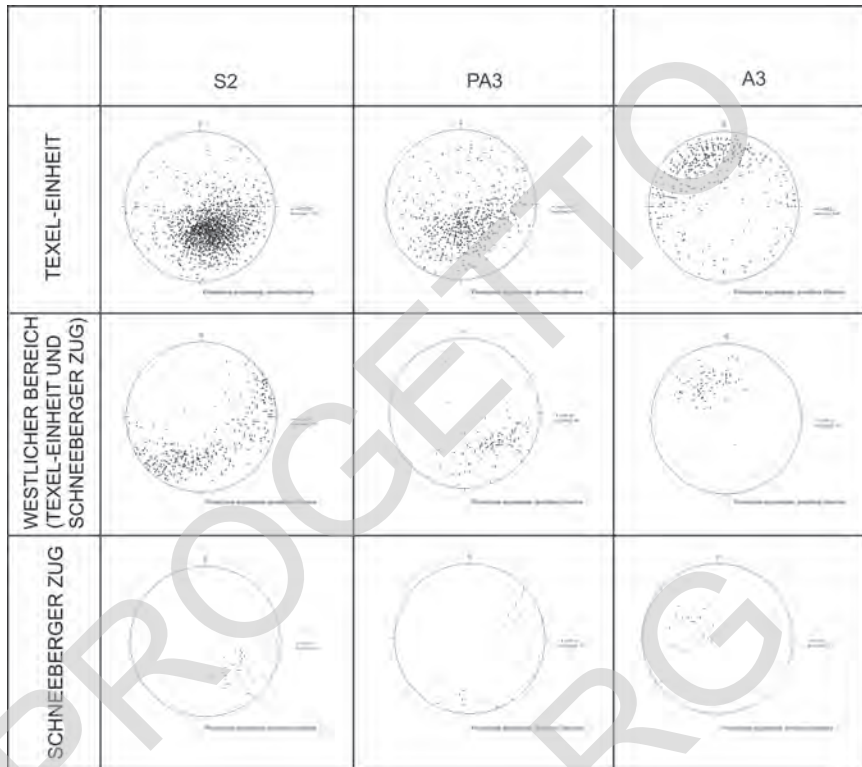


Abb. 83 - Stereographische Projektion der Gefügeelemente, die in der Texel-Einheit und im Schneeberger Zug gemessen wurden.

auch dem Schneeberger Zug ihren heutigen strukturellen Bau (Abb. 79 und 80).

Im regionalen Maßstab treten die D₃-Strukturen als S-vergente, enge bis geschlossene Falten auf. In der Regel sind sie asymmetrisch ausgebildet, wobei der südliche Faltschenkel teilweise abgeschert wurde. Im Allgemeinen fallen die Achsenebenen variabel geneigt nach NW (Abb. 83). Im südlichsten Abschnitt der Einheit sind die Achsen flach geneigt und fallen vorwiegend nach N und NW ein.

Im Bereich am Kontakt zum Schneeberger Zug (Abb. 83) richten sich die Achsen generell nach NW aus und fallen mit über 45° ein, wodurch makroskopische Interferenzmuster bis zum Kilometerbereich entstehen; diese Strukturen wurden bereits im vorherigen Kapitel zum Aufbau des Pfossentals (*Val di Fosse*) beschrieben. Die Interferenzmuster sind vom Typ 2 oder 3 nach RAMSAY & HUBER (1987).

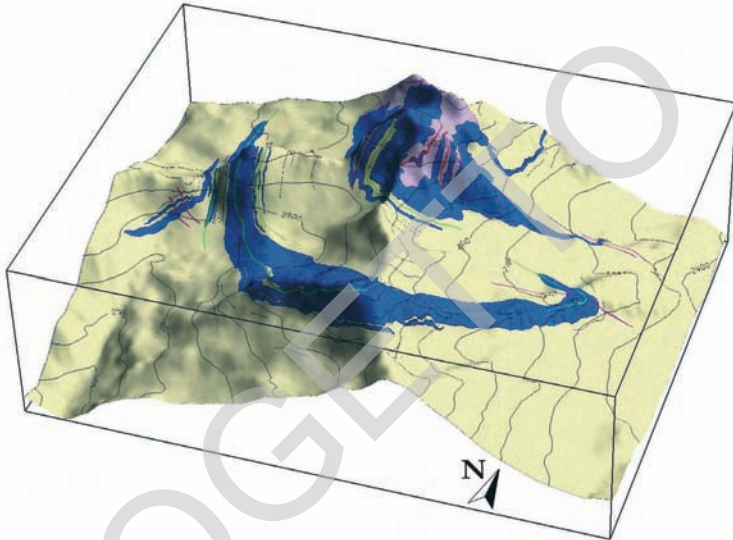


Abb. 84 - Auf einem DTM dargestellte Karte des Bereiches Hohe Weiße-Lodner (Cima Bianca Grande-Fiammante).

Unter dem Mikroskop zeigt die Deformationsphase D3 eine Krenulation, die vor allem in den glimmerreichen Gesteinen hervortritt. Auf den Faltenschenkeln ist eine Runzelschieferung (*crenulation cleavage*) durch die Neuordnung der Glimmerminerale auf S1 und S2 zu erkennen. Örtlich (Ulfastal/*Valle di Ulfas*, Pffossental/*Val di Fosse* und Lazinsertal/*Val di Lazins*) wachsen entlang der Schieferung S3 auch Biotit + Hellglimmer in den Glimmerschiefern (*OTM*) und in den Paragneisen (*OTP*) bzw. Amphibol und Biotit in den Amphibolgneisen des Lazinsertals (*OTF*).



Abb. 85 - Hohe Weiße und Lodner (Cima Bianca Grande-Fiammante) im Lazinsertal (Val di Lazins).

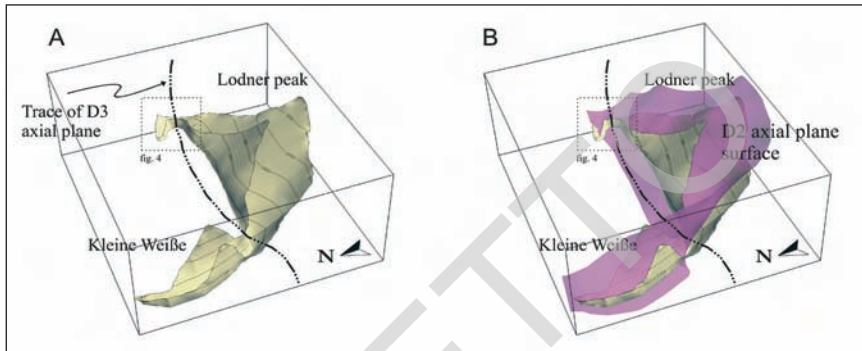


Abb. 86 - 3D Rekonstruktion der von D_3 verfalteten D_2 -Synform am Lodner (Cima Fiammante).

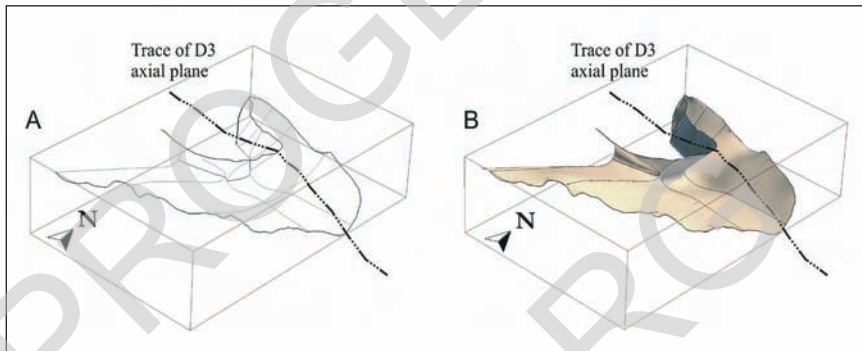


Abb. 87 - Detail des 3D Modells: Faltenscharnier D_2 , von D_3 verfaltet, Ostrand der Lodner-Synform, Lazinsertal (Val di Lazins).

Deformationen nach der Phase D_3 sind eher selten und haben keine grundlegenden Auswirkungen auf den strukturellen Bau der Texel-Einheit und des Schneeberger Zuges. Davon ausgenommen sind die alpidischen Störungen und Scherzonen, die in einem eigenen Kapitel beschrieben werden. Die bedeutendsten post- D_3 -Strukturen werden von offenen Falten im Meter- bis Zehnermeterbereich dargestellt, die überall verteilt und vermehrt im südlichen Abschnitt der Texel-Einheit auftreten. Diese Falten wurden einer Deformationsphase D_4 zugeordnet und zeigen einen Übergang von duktilen zu spröden Deformationsbedingungen, was sich in häufigen Rissen in der Scharnierzone äußert. Diese Falten zeigen stets eine subvertikale Achsenebene und horizontale, E-W-gerichtete Achsen. 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 zerstreut vorkommen.

Die detaillierten Strukturaufnahmen wurden zusammen mit den CARG-Daten

in ein 3D Modell eingearbeitet. Dadurch konnten einige bedeutende Strukturen der vorher beschriebenen Bereiche (ZANCHETTA, 2006; ZANCHI *et alii*, 2009), insbesondere die Synform der Marmore der Hohen Weiße (Abb. 84, 85 und 86) und die Interferenzmuster D3-D2 am Ostrand des Lazinsertals (*Val di Lazins*), dargestellt werden.

Der rekonstruierte Strukturbau stimmt weitgehend mit den Modellen von VAN GOOL *et alii* (1987), GREGNANIN & VALLE (1995) und GREGNANIN *et alii* (1995) für das Gebiet der Texelgruppe und den SW-Rand des Schneeberger Zuges im Pfossental (*Val di Fosse*) überein.

1.1.3. - Tektono-metamorphe Entwicklung der Texel-Einheit und des Schneeberger Zuges

Anhand der neuen Erkenntnisse aus dem CARG-Projekt und Daten aus der Literatur wird die magmatische und metamorphe Entwicklung der Texel-Einheit und des Schneeberger Zuges vorgestellt. Im Rahmen des gegenständlichen Projektes wurden insbesondere die Metabasite untersucht, da nur diese Lithologien eine detaillierte Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte vor dem großen, amphibolitfaziellen Ereignis der D2-Phase erlauben. Die Spuren dieses Ereignisses wurden in den Metapeliten und in den übrigen Gesteinsarten verwischt.

Das erste Ereignis wird von der Platznahme des Partschinser Orthogneises (*OTH*) dargestellt, dessen magmatische Herkunft erstmals von GREGNANIN & SASSI (1969) erkannt wurde. Die Intrusion wurde von ZANTEDESCHI *et alii* (1991) auf 450 Ma datiert, was auch mit allen anderen magmatischen Orthogneis-Protolithen der Ötztal-Stubai-Decke (BORSI *et alii*, 1980) übereinstimmt. Die magmatischen und metamorphen Ereignisse in der Zeitspanne zwischen 480 und 420 Ma werden als kaledonisch bezeichnet. Dabei handelt es sich um eine zeitlich und räumlich nicht näher definierte Orogenese im Ordovizium und Silur. In den Nebengesteinen des Partschinser Orthogneises (Tablaner Alm/*Malga Tablà*, Nassereith-Hütte/*Nassereto*, Spronser Seen/*Laghi della Val Sopranes*) treten häufig „Injektionsmigmatite“ (*OTH_a*) auf. Es handelt sich um Intrusionen von kleinen aplitischen und granitischen Gängen aus dem Hauptpluton und seltener aus begrenzten Aufschmelzungen der Paragneise mit der Ausbildung von melanokraten Rändern am Kontakt zum Intrusionskörper. Aufgrund der starken Verlagerung durch die Deformationsphasen und der metamorphen Überprägung nach der Platznahme sind heute die ursprünglichen Verhältnisse zwischen dem Partschinser Orthogneis (*OTH*) und den Paragneisen (*OTP*) schwer zu erkennen. Bis heute wurden keine Elemente einer Metamorphose der Paragneise vor der Intrusion gefunden; alle untersuchten Strukturen sind jünger (GREGNANIN & SASSI, 1969; SPALLA, 1989, 1990, 1993).



Abb. 88 - Eklogite des Ulfastals (Valle di Ulfas): a) Eklogitboudin in den Granat-führenden Amphiboliten; b) Übergang Amphibolite-Eklogite; c) und d) Detail der Adern aus Amphibol, Plagioklas, Karbonat, Epidot und Hellglimmer, welche die Eklogitboudins durchschlagen. Texel-Einheit.

Das erste Ereignis nach der Platznahme des Partschinser Orthogneises (*OTH*) war eine eklogitfazielle Metamorphose, die erstmals von THÖNI & HOINKES (1987) und POLI (1991) in den Metabasiten und von SPALLA (1989, 1993) in den Metapeliten der Texel-Einheit aufgezeigt wurde. Die Eklogite sind in Form von Meter großen *Boudins* oder Lagen in den Granat-führenden Amphibolitkörpern (*OTF_a*) erhalten. Die bedeutendsten Aufschlüsse von Amphiboliten mit Eklogitresten finden sich bei Saltaus (*Saltusio*) (THÖNI & HOINKES, 1987; HOINKES *et alii*, 1991; HÄBLER *et alii*, 2006) und im Ulfastal (*Valle di Ulfas*) (Abb. 88). Letztere wurden erst im Zuge der vorliegenden Kartierung entdeckt. Die Hochdruck-Paragenese der Saltauser Eklogite besteht aus Granat + Omphazit + Amphibol + Klinozoisit + Phengit (Stage 2 von HÄBLER *et alii*, 2006). Für diese Paragenese werden Gleichgewichtsbedingungen von 540–620°C bei 1,2–1,4 GPa vorgeschlagen, ähnlich jenen von HOINKES *et alii* (1991) mit Temperaturen von 500–550°C und einem Mindestdruck von 1,1–1,2 GPa.

Ähnlich Druckbedingungen, jedoch mit höheren Temperaturen (640–680°C), wurden von POLI (1991) für die Eklogitreste der Mooser Amphibolite (knapp nördlich des Blattes in die Texel-Einheit eingeschaltet) und von SPALLA (1993)

für die Metapelite und Orthogneise (640÷680°C und 0,9÷1,1 GPa) im oberen Spronsertal (*Val di Sopranes*) vorgeschlagen. Die Untersuchungen im Rahmen der neuen Kartierung an Proben aus Glimmerschiefern (*OTM*) und Paragneisen (*OTP*) der Texel-Einheit bestätigen im Grunde die Ergebnisse in der Literatur. Die syn-D₁-Mineralparagenese besteht aus Quarz + Biotit + Hellglimmer + Ilmenit und die thermobarometrischen Abschätzungen zeigen einen Druck von 1,1–1,2 GPa bei einer Temperatur von 500°C, also etwas niedriger im Vergleich zu den Literaturwerten. In einigen Proben wurde eine relikte Mineralparagenese (Quarz + Biotit + Chlorit + Rutil) im Kern der Granat-PorphYROblasten entdeckt, die wahrscheinlich ein prä-eklogitfazielles Stadium darstellt.

Die z.T. amphibolitisierten Eklogite des Ulfastals (*Valle di Ulfas*) zeigen deutlich unterschiedliche Gleichgewichtsbedingungen mit Drücken am Übergang von Quarz zu Coesit. Die eklogitfazielle Mineralparagenese besteht aus Granat (Grs₂₂Pyr₁₀Alm₆₇Sps₁) + Omphazit (Jd₄₅₋₄₈) + Phengit-reichen Hellglimmer (3,61 apfu von Si) + Zoisit (2,8–2,95 apfu von Al) + Al-Titanit ($X_{Al} = 0,34$, wo $X_{Al} = Al / (Al + Fe^{3+} + Ti)$) und Karbonat. Eine spätere Überprägung am Übergang zwischen Amphibolit- und Eklogit-Fazies ist durch Symplektite aus Na-Diopsid (Jd₁₀) + Amphibol (Pargasit) nach Omphazit-Klinopyroxen, durch Ränder von Phengit-reichem Hellglimmer mit einem Si-Gehalt von 3,40–3,45 apfu und durch eine zweite Generation von Titanit gekennzeichnet. Eine Besonderheit der Ulfaser Eklogite ist das Auftreten von Lamellen aus Kalifeldspat und Phengit-reichem Hellglimmer innerhalb des relikten Omphazit-Klinopyroxens (Abb. 89). Diese Bildungen werden als Entmischung aus einem vormals K-reichen Klinopyroxen interpretiert (Abb. 90).

Die thermobarometrischen Abschätzungen an der Eklogitparagenese liefern Druckbedingungen von 2,6–2,9 GPa und Temperaturen von 630–690°C. Die geschätzten Drücke stellen das Eklogitereignis nahe an eine Ultrahochdruck-Metamorphose (*Ultra High Pressure, UHP*).

An Zirkonen aus den Ulfaser Eklogiten wurden U-Pb-Datierungen nach der SHRIMP-Methode in Canberra (Australien) durchgeführt. Diese Arbeiten erfolgten in Zusammenarbeit mit D. Rubatto. Neben der SHRIMP-Methode wurden die Zirkone auch mit the LA-ICPMS-Methode analysiert, um den Gehalt der Seltenen Erden und Spurenelemente zu bestimmen (Abb. 91).

Die durchgeführten Analysen bestätigen eine Kristallisation von Zirkon bei gleichzeitigem Vorhandensein von Granat bzw. Fehlen von Plagioklas. Dies entspricht eklogitfaziellen oder Granat-amphibolitfaziellen P-T-Bedingungen. Sm/Nd-Datierungen an Granat ergaben ein Alter der Gesteine von 84±5 Ma, ähnlich jenem der Saltauser Eklogite nach HÄBLER *et alii* (2006).

Wie bereits angesprochen, unterstreichen die strukturellen Geländedaten und die Dünnschliffuntersuchungen eine gemeinsame tektono-metamorphe Entwicklung des Schneeberger Zuges und der Texel-Einheit ab der Deformationsphase D₂

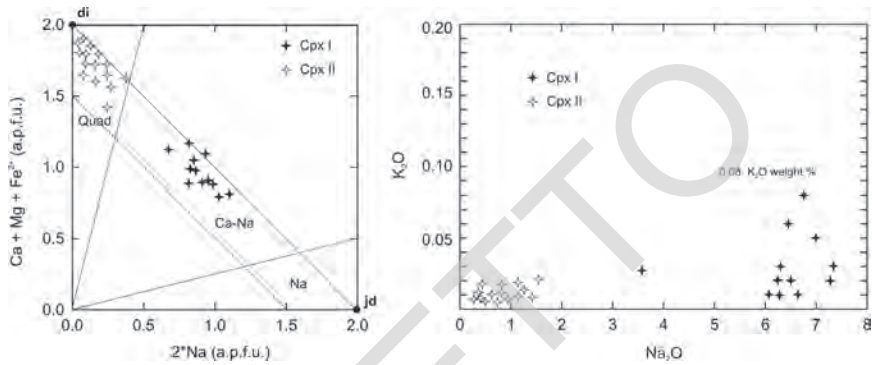


Abb. 89 - Zusammensetzung der Klinopyroxene in den Ulfaser Eklogiten. Man beachte den recht hohen K-Gehalt der relikten Na-Klinopyroxene als Ausdruck eines sehr hohen Drucks.

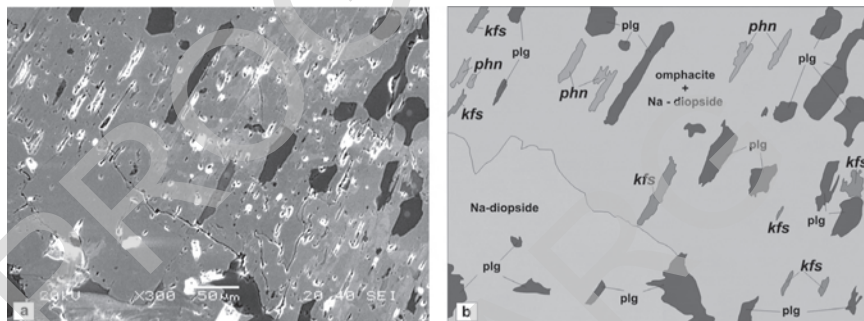


Abb. 90 - BSE-Aufnahme der Lamellen aus Phengit und Kalifeldspat in den relikten Omphazit-Klinopyroxenen.

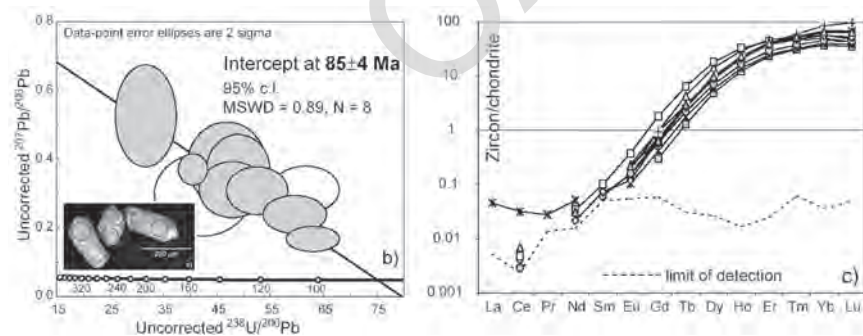


Abb. 91 - Daten zu den Zirkonen der Ulfaser Eklogite. Man erkennt eine Verarmung an schweren REE, was auf das Vorkommen von Granat während der Kristallisation hinweist.

und der damit verbundenen Granat-amphibolitfaziellen Metamorphose.

Die in der Literatur verfügbaren Daten zeigen für die D₂-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 dieses Projektes neu gewonnenen Daten an den Metapeliten der Texel-Einheit (OTM und OTP) deuten auf etwas höhere Drücke und Temperaturen (0,8–0,9 GPa e 650°–700°C) hin.

Das Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose in der Texel-Einheit und im Schneeberger Zug wurde vorwiegend an Hellglimmer (THÖNI, 1983, 1986, 1988; ZANTEDESCHI, 1991), aber auch an Granat (SÖLVA *et alii*, 2005) und Amphibol (KONZETT & HOINKES, 1996) ermittelt. Im Allgemeinen ergeben sich daraus Alter der Isotopenneuordnung zwischen 90 und 75 Ma, meist jedoch im Bereich von 80 Ma. Altersbestimmungen an Scherzonen in Grünschiefer-Fazies (SÖLVA *et alii*, 2005) zeigen, dass sich die Texel-Einheit und der Schneeberger Zug bereits vor 75–70 Ma unterhalb der 300°C Grenze befanden.

In Abbildung 92 wird ein zusammenfassendes Schema der verschiedenen berechneten P-T-Pfade für die Eklogite und die Metapelite der Texel-Einheit dargestellt. Das Hochdruckereignis ist, wie bereits angesprochen, einzig in einigen Metabasiten erhalten, während in den übrigen Gesteinen jegliches Hochdruckrelikt durch die spätere amphibolitfazielle Überprägung ausgelöscht wurde.

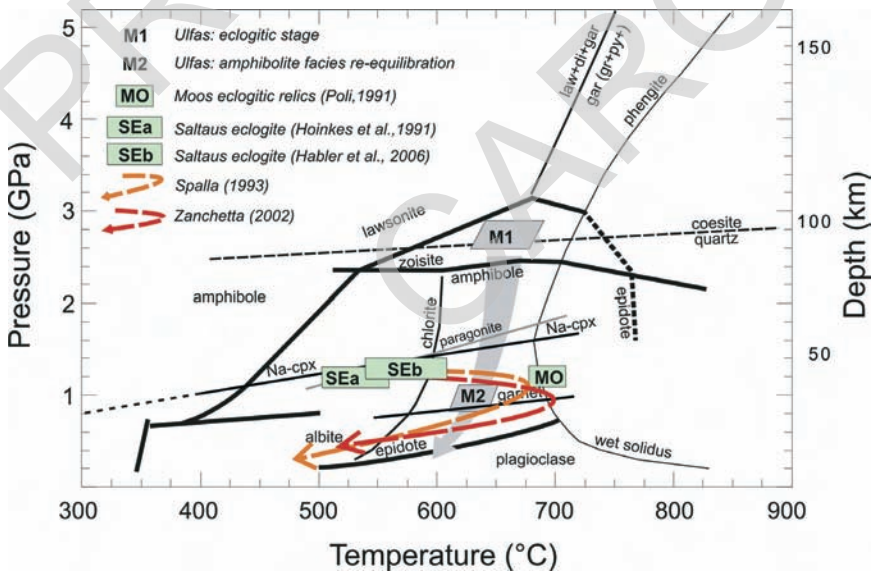


Abb. 92 - Schema der P-T-Pfade nach verschiedenen Autoren. Das P-T-Feld M1 bezieht sich auf die Hochdruckparagenesen der Ulfaser Eklogite.

1.2. - DIE TEKTONO-METAMORPHEN EINHEITEN ÖSTLICH DER PASSEIERTAL-LINIE

Das Grundgebirge auf der linken Seite des Passeiertals, sprich östlich der Passeiertal-Linie und zwischen der Jaufen- und der Meran-Mauls-Linie, wurde von jenem der rechten Seite unterschieden. Diese Trennung wird durch das Auftreten von Scherzonen auf der linken Seite und das Fehlen derselben auf der rechten sowie anhand der verfügbaren Altersdatierungen begründet. Die Altersbestimmungen von BORSI *et alii* (1980) und SPIESS (1995) zeigen nämlich ein präalpidisches Alter für dieses Gebiet.

Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal ist die deutlich geringere Menge von Metabasiten auf der linken Seite im Vergleich zur rechten Seite des Passeiertals. In der Hirzer-Einheit sind Metabasite äußerst selten anzutreffen. Außerdem wurden keine Metabasite mit Resten einer eklogitfaziellen Paragenese beobachtet. Zudem erscheint hier die metamorphe Überprägung durch einen niedrigen Druck bei relativ hoher Temperatur (Sillimanit nach Granat) gekennzeichnet, während auf der rechten Seite eine mittel- bis hochgradige Metamorphose auftritt.

Anhand von duktil-spröden Scherzonen regionaler Bedeutung und der metamorphen Eigenschaften wurde dieser Abschnitt in vier tektono-metamorphe Einheiten unterteilt. Von Norden nach Süden wurden folgende Einheiten unterschieden (strukturell von der höchsten zur untersten): *St.-Leonhard-Einheit*, *Pens-Einheit*, *Hirzer-Einheit* und *Schenna-Einheit*.

Innerhalb jeder Einheit wurden mindestens vier Hauptdeformationsphasen erkannt, die als D_1 , D_2 , D_3 und D_4 bezeichnet wurden. Aufgrund der regionalen Scherzonen zwischen den einzelnen Einheiten können diese Phasen nicht zueinander in Verbindung gesetzt werden. Die D_1 -Phase ist für die ältesten tektono-metamorphen Ereignisse, die vor der Entwicklung der regionalen Hauptschieferung stattgefunden haben, verantwortlich; die D_2 -Phase stellt das tektono-metamorphe Hauptereignis dar und bewirkt die Entwicklung der Hauptschieferung S_2 , zusätzlich überlagert sie alle vorangehenden Strukturen; die Phasen D_3 und D_4 beziehen sich auf spätere bedeutende Faltensysteme. Die beobachteten Mineralparagenesen und die durchgeführten Analysen betreffen hauptsächlich Metapelite und Metapsammite, seltener Orthogneise.

1.2.1. - Tektono-metamorphe St.-Leonhard-Einheit

Die St.-Leonhard-Einheit stellt einen Grundgebirgsabschnitt zwischen der Texel-Einheit, von welcher sie durch die Passeier-Linie im W und der Jaufen-Linie im N (auf Blatt 006 „St. Leonhard“) getrennt ist, und der Pens-Einheit im S dar. Die hauptsächliche metamorphe Überprägung ist amphibolitfaziell und zeitgleich mit D_2 ; später erfuhr diese Einheit eine retrograde grünschieferfazielle

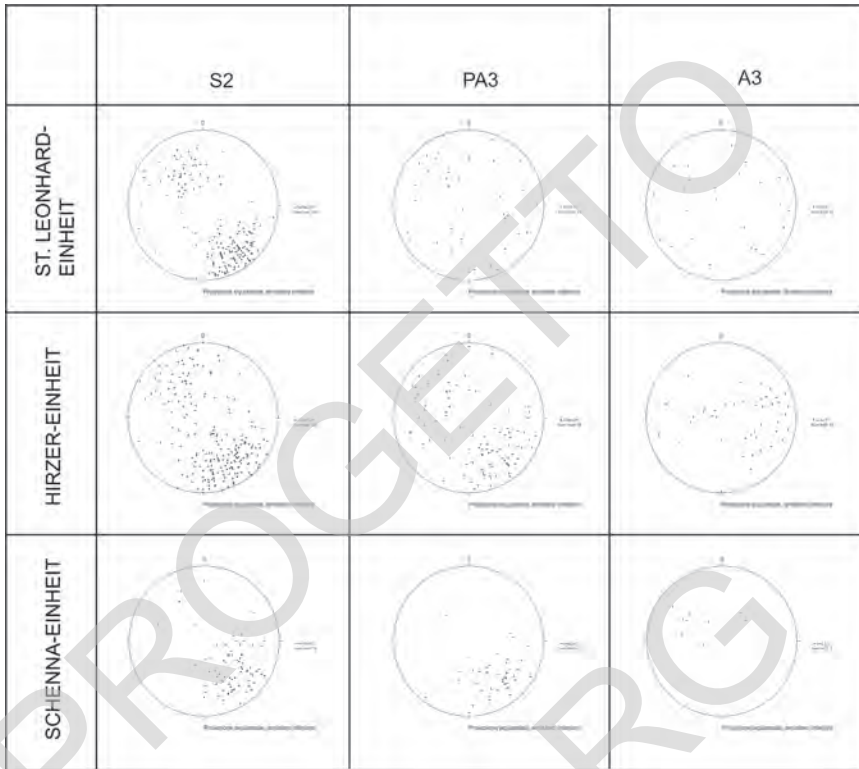


Abb. 93 - Stereographische Projektion der Gefügeelemente, die in der St.-Leonhard-, Hirzer- und Schenna-Einheit gemessen wurden.

Überprägung im Zuge der Deformationsphase D₃.

Die Hauptschieferung S₂ ist stark ausgeprägt und stellt im Aufschluss das wichtigste Gefügeelement dar; in den kompakteren Gesteinstypen handelt es sich dabei um eine reaktivierte Foliation S₁ während der Phase D₂. Die Schieferung S₂ ist durch eine amphibolitfaziale Mineralparagenese aus Quarz, Hellglimmer II, Biotit II, Plagioklas, untergeordnet Granat II und Staurolith gekennzeichnet. Das planare Gefüge wird durch eine Einregelung der Phyllosilikate unterstrichen. In den Amphiboliten (OJA) erkennt man mitunter eine bevorzugte Orientierung von Amphibol parallel zu den Achsen A₂ (St. Leonharder Hochwart/*Guardia Alta di S. Leonardo*), wodurch sich eine schwache Lineation ausbildet. Die Orientierung der Schieferung variiert in den verschiedenen Bereichen (Abb. 93). Im westlichen Abschnitt der Einheit, am Kontakt zur Passeier-Linie (St. Martin in Passeier), fällt die S₂ zwischen 40° und 60° geneigt nach SSE ein; im östlichen Sektor, am Kontakt zur Pens-Einheit, fällt sie hingegen steiler (> 60°) und nach

NNW ein. Somit ergibt sich hier eine zunehmende Neuausrichtung der Strukturen parallel zu den Mylonitbändern der Pens-Einheit. Gegenüber den Gesteinen der Texel-Einheit, deren Schieferung S_2 vorwiegend nach NW einfällt, ergibt sich somit ein klarer Kontrast der Lagerungsverhältnisse.

Die Strukturen der Deformationsphasen vor dem D_2 -Ereignis sind nur sehr selten erhalten. In den häufigsten Gesteinstypen, speziell in den Paragneisen und Orthogneisen, erkennt man eine relikte prä- S_2 -Schieferung, die durch isoklinale Falten parallel zur regionalen Schieferung eingeregelt wurde. Porphyroklasten von Biotit I, Hellglimmer I, Plagioklas I, Granat I und mitunter Staurolith wurden ebenfalls beobachtet. Granat I und Staurolith I werden vielfach im Zuge der Phase D_3 jeweils durch Chlorit und Serizit ersetzt. Staurolith erscheint von prä- bis synkinematisch zu D_2 . Mineralchemische Analysen zeigten für Granat eine mittlere Zusammensetzung von $\text{Grs}_{80}+\text{Sps}_2\text{Alm}_{80}\text{Pyr}_{10}$ (Abb. 98), Biotit zeigt einen Ti-Gehalt zwischen 0,12 und 0,08 (apfu) und einen Al_{tot} -Gehalt von 1,75 bis 1,65 (apfu), bei einem gleichbleibenden Verhältnis $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ zwischen 0,40 und 0,45 (apfu) (Abb. 99).

Eine Besonderheit dieser Einheit sind Feldspat-Porphyroklasten-führende Orthogneise (*OJF*) mit Kalifeldspat- und Plagioklasresten innerhalb der Foliation aus der Zeit vor der Phase D_2 . Die Zusammensetzung dieser Lithologien zeigt einen Überwuchs von Plagioklas auf Kalifeldspat-Porphyroklasten; die Analysen an Biotit ergaben Ti-Gehalte zwischen 0,13 und 0,18 (apfu) und ein Verhältnis $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ zwischen 0,43 und 0,48 (apfu).

Die Deformationsphase D_3 führte zur Entwicklung von offenen bis isoklinalen, asymmetrischen Falten. Die Geländedaten und die Strukturanalyse zeigen, im Vergleich zu den übrigen Einheiten des östlichen Bereiches, eine ausgeprägte retrograde Metamorphose während der Deformation D_3 . Sie bewirkt die Bildung von Chlorit in den Faltscharnieren der Phase D_3 oder als lokalen Austausch der Phyllosilikate aus Phase D_2 ; letztere werden zudem parallel zur Achsenebene D_3 ausgerichtet. Die Lagerungsverhältnisse der Falten D_3 weisen innerhalb dieser Einheit große Schwankungen auf, was wahrscheinlich mit einer schwachen Verfaltung D_4 erklärt werden kann. Die großen megaskopischen Strukturen, die dieser Einheit und den angrenzenden einen generell WSW-ENE-gerichteten Bau verleihen, zeigen vorwiegend subhorizontale Achsen und sind großteils der Phase D_3 zuzuschreiben.

Die Deformationsphase D_4 ist durch offene und schwach ausgeprägte Falten-systeme gekennzeichnet; die Achsenebene fällt vorwiegend nach SSW ein, die Achsen A_4 streichen vorwiegend WSW-ENE.

1.2.2. - Tektono-metamorphe Pens-Einheit

Diese Einheit besteht aus einer WSW-ENE-gerichteten, engen Zone, die zwischen der St.-Leonhard-Einheit im Norden und die Hirzer-Einheit im Süden eingeschuppt ist. Sie unterscheidet sich durch das Vorkommen einer permo-mesoischen Sedimentauflage (Penser Synklinale *Auct.*), die tektonisch an Hellglimmer-führenden, stark mylonitische Granitorthogneise (*OPG*) angrenzen. Die Deformation beeinflusst hier auch die Sedimentgesteine, besonders im westlichen Abschnitt, wo die ursprünglichen, geometrischen und stratigraphischen Verhältnisse zwischen Sedimenten und Grundgebirge nicht mehr erkennbar sind. Im Osten, außerhalb des Kartenblattes, zeigen einige glimmerreiche Konglomeratschiefer noch an der Basis der Abfolge Paragenesen aus Serizit + Chlorit, während in den Karbonaten noch stark rekristallisierte Bioklasten zu erkennen sind.

Für eine detaillierte strukturelle Beschreibung dieser Einheit verweist man auf den Absatz 3.2.3 des vorliegenden Kapitels.

1.2.3. - Tektono-metamorphe Hirzer-Einheit

Die Hirzer-Einheit besteht aus einer Grundgebirgsschuppe, die im Liegenden der Mylonite der Pens-Einheit und am Top der Schenna-Einheit auftritt. Von letzterer ist sie durch den breiten Streifen aus mylonitischen und kataklastischen Schiefen des Masulbachs (Masulbach-Mylonite) getrennt. Im Westen trennt die Passeiertal-Linie die Hirzer-Einheit von der Texel-Einheit.

Die regional durchgreifende Hauptschieferung ist an die Deformationsphase D_2 gebunden. Sie wird hauptsächlich von Biotit und Hellglimmer nachgezeichnet und zeigt ein planares Gefüge. Sie zeigt außerdem eine amphibolitfazielle Mineralparagenese aus Quarz, Hellglimmer II, Biotit II, Staurolith und selten Granat II. In dieser Einheit treten auch bedeutende Pegmatitgänge auf, die nach der Phase D_2 intrudierten (Hirzer/*Punta Cervina*). Die Mächtigkeit dieser Gänge liegt durchschnittlich im Dezimeterbereich, der Mineralbestand umfasst Quarz, Muskovit, Kalifeldspat, Granat, Biotit und Kyanit (bis zu 10 cm groß).

Die Schieferung S_2 fällt mit variabler Neigung recht konstant nach $N280^\circ$ bis $N350^\circ$ (Abb. 93). Am Übergang zwischen der Hirzer-Einheit und der Scherzone am Rande der Pens-Einheit bildet die Schieferung S_2 einen gewissen Winkel (etwa 20°) zum generellen Verlauf der Mylonite. Wie im Fall der St.-Leonhard-Einheit weist das Kristallin im Nahbereich der Passeier-Linie eine klare Richtungsänderung der S_2 auf. Während sie in der Hirzer-Einheit zwischen 30° und 60° nach SE einfällt, zeigt die gegenüberliegende Texel-Einheit ein Einfallen in Richtung NNW.

Strukturen und Mineralparagenesen aus der Zeit vor der Deformationsphase

D₂ finden sich unregelmäßig verteilt. Abgescherte Faltenscharniere treten im Bereich des Alperspitz (*Cima dell'Alpetta*) und des Hirzer (*Punta Cervina*), entlang der Wasserscheide zwischen dem Passeiertal (*Val Passiria*) und dem Sarntal (*Val Sarentino*) auf. Häufiger kommen hingegen intrafolial zur regionalen Schieferung S₂ eingelagerte, relikte Mineralphasen vor. Porphyroklasten, die vor der D₂-Phase entstanden sind, zeigen Biotit I, Hellglimmer I, Granat I und Kyanit (bis zum Dezimeter groß). Granat I wird zum Teil durch Chlorit, Kyanit hingegen teilweise durch Serizitaggregate ersetzt. Die Metapelite dieser Einheit zeigen eine mittlere Zusammensetzung der Granate von Grs₂+Sps₈Alm₇₅Pyr₁₅ (Abb. 98), generell recht ähnlich zu jenen in der überlagernden St.-Leonhard-Einheit; eine Ausnahme bildet der etwas höhere Mn-Gehalt. Hingegen zeigt Biotit einen Ti-Gehalt zwischen 0,09 und 0,12 (apfu) und einen Al_{tot}-Gehalt zwischen 1,7 und 1,9 (apfu), bei einem Verhältnis Mg/(Mg+Fe) zwischen 0,45 und 0,55 (apfu) (Abb. 99).

Die thermobarometrischen Abschätzungen anhand der prä-D₂-Mineralparagenese (Granat + Kyanit + Biotit + Hellglimmer + Staurolith) ergeben Drücke in der Größenordnung von 0,6-0,7 GPa (GASP-Barometer, KOZIOL & NEWTON, 1989) und Temperaturen von 620-630°C (Granat-Biotit-Geothermometer).

Die Deformationsphase D₃ wird von einem System von offenen bis isoklinalen, asymmetrische Falten im Dezimeter- wie im Meterbereich dargestellt; diese sind am besten im mittleren Bereich der Einheit erhalten, wo der Einfluss der späteren duktil-spröden Scherzonen weniger ausgeprägt ist. Selten entwickelt sich eine sehr unregelmäßige Schieferung S₃ aus diesem Faltensystem; die grünschieferfazielle Überprägung ist schwach entwickelt und die Staurolith-führenden Paragneise (*OCP*) sind in der Regel erhalten. Die Schieferung S₃, sofern vorhanden, richtet die Phyllosilikate der D₂-Phase neu aus; post-D₃ bildet sich Chlorit. Die Strukturanalyse dieser Einheit zeigt nach ESE fallende Achsenebenen bei erheblich gestreuter Orientierung der Achsen A₃.

Im unteren Bereich der Hirzer-Einheit erfolgt der graduelle Übergang in die Masulbach-Scherzone, die vermehrt mylonitisch-kataklastische Gesteine enthält, einen höheren Verformungsgradienten aufweist sowie die Überformung sämtlicher vorheriger Gefügeelemente zeigt. Die Scherzone verläuft entlang der Hänge und bildet im Einschnitt des Masulbaches die tektonische Grenze zwischen der Hirzer-Einheit und der unterhalb und südlich davon gelegenen Schenna-Einheit. Die Scherzone streicht ENE-WSW und weist eine Mächtigkeit von einigen Hundertmetern auf; im Osten endet sie an der Meran-Mauls-Linie, im Westen an der Passeiertal-Linie. Sie ist durch Gneis-Glimmerschiefer mit mylonitischem und lokal ultramylonitischem Gefüge gekennzeichnet. Die mylonitische Foliation S_m neigt dazu, die älteren Schieferungsflächen S₂ zu reaktivieren, fällt konstant nach NW ein und wird von Quarz, Chlorit und Hellglimmer definiert. Häufig findet man σ - und δ -Klasten mit der Entwicklung von S-C-Gefügen in Grünschieferfazies. Die Mylonitbänder wurden in der Folge in duktil-sprödem Regime und mit ähnlicher Richtung kataklastisch reaktiviert.

1.2.4. - Tektono-metamorphe Schenna-Einheit

Die Schenna-Einheit erstreckt sich zwischen der Meran-Mauls-Linie im Süden, der Masul-Scherzone der Hirzer-Einheit im Norden und der Passeiertal-Linie im Westen. In Richtung Osten dünnt sie fortlaufend aus und verschwindet entlang der Meran-Mauls-Linie im Grünangertal (*Valle del Pascolo Verde*) im Sarntal (Val Sarentino).

Die metamorphe Hauptüberprägung, die gleichzeitig mit der Entwicklung der Schieferung S_2 stattgefunden hat, ist durch mittel- bis hochgradige, amphibolitfaziale (Granat stabil) Druckbedingungen gekennzeichnet. Nach diesem Ereignis folgte eine ausgeprägte Phase statischer Kristallisation unter hoher Temperatur, deren Mineralparagenese auf eine Druckabnahme schließen lässt (Sillimanit nach Granat). Die spätere, grünschieferfaziale retrograde Überprägung ist recht verbreitet und besonders entlang der zahlreichen Scherzonen verstärkt ausgebildet.

Der größte Teil der Gesteine dieser Einheit zeigt eine planare Schieferung, wenn auch zahlreiche duktil-spröde Scherzonen die älteren Strukturen verlagern. Selten treten relikte, isoklinale liegende D_1 -Falten auf, die fast durchwegs verfault sind und nur dank Leithorizonten aus Quarziten, Marmoren und Metabasiten zu erkennen sind. Intrafoliale Porphyroklasten von Biotit I, Hellglimmer I, Granat I und Kalifeldspat sind ebenso vorhanden.

Die Schieferung der Phase D_2 ist pervasiv und durch eine amphibolitfaziale Mineralparagenese gekennzeichnet, die mit jenen der anderen Einheiten auf der linken Seite des Passiertals vergleichbar ist. Die Schieferung S_2 wird durch Quarz, Hellglimmer II, Biotit II, Staurolith und selten Granat II unterstrichen. Die S_2 zeigt regelmäßige Lagerungsverhältnisse und neigt dazu, sich parallel zur Scherzone der Meran-Mauls-Linie einzuregeln. Sie fällt zwischen 40° und 75° geneigt nach $N290^\circ$ bis $N350^\circ$ (Abb. 93). Im Gegensatz zur St.-Leonhard-Einheit und zur Hirzer-Einheit bleibt hier die Orientierung der Schieferung S_2 auch im Nahbereich der Passeier-Linie konstant und fällt im Mittel nach NW ein.

Das kennzeichnende Element dieser Einheit ist der statische Wuchs von fibrolitischen Sillimanitaggregaten auf den Schieferungsflächen. Dies kann vor allem im Abschnitt direkt im Hangenden der Meran-Mauls-Linie (Schnuggenbach/*Rio delle Pecore*, Streitweideralm/*Malga della Lite*, Plattenjoch/*Gioigo delle Laste*) in den Sillimanit-führenden Paragneisen (*OVP*) und den Sillimanit-führenden Glimmerschiefern (*OVM*) beobachtet werden. Sillimanitaggregate bilden zusammen mit Biotit Pseudomorphosen nach Granat I. Diese Sillimanit-führende Mineralparagenese bei instabilem Granat deutet auf einen Temperaturanstieg und eine Druckabnahme gegenüber dem vorherigen Gleichgewicht hin. Teilweise erscheint der Sillimanit parallel zu S_3 ausgerichtet (Masulbach/*Rio Masul*-Plattenjoch/*Gioigo delle Laste*). Verbreitet findet sich auch eine postkinematische Blastese von albitischem Plagioklas (Schnuggenbach/*Rio delle Pecore*, Saghof/Maso Sega).

Im Gegensatz zu den anderen Einheiten zeigen hier die mineralchemischen Analysen an Granat I eine inhomogene Zusammensetzung zwischen Kernbereich und Rand der einzelnen Granat-Kristalle, mit einer Zunahme von Alm₈₀ auf Alm₈₅, einer entsprechenden Abnahme von Grs+Sps, und einem durchschnittlich konstanten Anteil an Pyr₁₀ (Abb. 98).

Im Vergleich zu den anderen Einheiten weist auch der Biotit einen höheren Ti-Gehalt auf, mit Werten zwischen 0,11 und 0,15 (apfu) bei einem Verhältnis Mg/(Mg+Fe) zwischen 0,40 und 0,45 (apfu), während der Al_{tot}-Gehalt zwischen 1,72 und 1,85 (apfu) bei einem Verhältnis Mg/(Mg+Fe) zwischen 0,38 und 0,43 (apfu) liegt (Abb. 99).

In den Bereichen fern der Scherzonen sind die D₃-Falten besser erhalten. Es handelt sich um offene bis isoklinale, asymmetrische Falten im Zentimeter- bis Zehnermeterbereich. Lokal bildet sich an diesem Faltensystem eine Schieferung S₃ aus, die durch eine mechanische Ausrichtung der Phyllosilikate der vorherigen Phasen gekennzeichnet ist. In den glimmerreichen Gesteinen erkennt man eine asymmetrische Runzelschieferung (*crenulation cleavage*), oft mit geschlossenen Chevron-Falten im Zentimeter- oder Millimeterbereich. In den Gneisgesteinen kommen diese Strukturen nur selten vor. Die Achsenebenen der D₃-Falten fallen vorwiegend 50°–60° geneigt nach NNW ein.

Die Strukturen werden durch eine weitere Phase D₄ verformt. Diese Kaltdeformation (keine Metamorphose) ist nur schwach ausgeprägt und bewirkt hauptsächlich eine Dispersion der Orientierung der älteren Achsenebenen und Achsen, vor allem jene von D₃, ohne den generellen Aufbau signifikant zu ändern. Im mesoskopischen Maßstab sind weite, offene, symmetrische Falten im Meterbereich mit subvertikal nach NW einfallenden Achsenebenen zu beobachten; es ist jedoch keine Runzelschieferung vorhanden.

1.3. - DIE ORTLER-CAMPO-DECKE

Die Ortler-Campo-Decke besteht im Gebiet des Kartenblattes aus der tektono-metamorphen Pejo-Einheit. Sie tritt westlich der Forst-Linie auf und steht hier in Kontakt zur Marlinger Schuppe.

Die Kriterien zur zeitlichen Unterscheidung der Deformationsphasen und zur Bestimmung der damit verbundenen Mineralparagenesen sind analog zu jenen der übrigen Einheiten.

1.3.1. - Tektono-metamorphe Pejo-Einheit

Das metamorphe Grundgebirge der Pejo-Einheit tritt südlich des Vinschgaus

und im Westen der Forst-Linie auf. Es lassen zwei charakteristischen Gesteinsgesellschaften unterscheiden: Unterhalb von 1600 m dominieren Zweiglimmergneise (*OOP*) mit geschiefertem, oft mylonitischem Gefüge, die durch migmatitartige Linsen und Lagen, häufige Einschaltungen von geschiefertem Pegmatiten (*OGA*) und leukokraten granitoiden Orthogneisen (*OOG*) sowie untergeordnete Lagen von Amphiboliten (*OAF*) und Marmoren (*OMA*) gekennzeichnet sind. Örtlich zeigen die Gneise (*OOP*) einen statischen Andalusitwuchs post-S₂.

Die zweite Gesteinsgesellschaft in den oberen Hanglagen und entlang der Wasserscheide zwischen dem Vinschgau und dem Ultental zeigt Staurolith-führende Granatglimmerschiefer (*OMI*), die am Rauhen Bühel (*Colle Scabro*) zusätzlich Sillimanit führen.

Die Strukturen der Hauptdeformationsphase D₂, welche auch für die Hauptschieferung (S₂) verantwortlich ist, sind stark ausgeprägt und durch asymmetrische Falten gekennzeichnet. Mitunter erkennt man relikte isoklinale D₂-Falten, die in späteren Phasen erneut verfaltet wurden (im Vinschgau bei Töll/Tel und Plaus). Diese Deformationsphase ist durch einen starken Verformungsgradienten gekennzeichnet. Unterhalb von rund 1600 m (Plaus im Vinschgau) ist die Deformation sehr stark ausgebildet und es entwickeln sich Mylonite in den Zweiglimmergneisen (*OOP*). In den oberen Hangbereichen, wo Staurolith-führende Granatglimmerschiefer (*OMI*) auftreten, ist die Deformation weniger durchdringend. Die Intensität der Deformation D₂ findet außerdem Ausdruck in den *Boudins* von Amphiboliten, Marmoren, Quarziten und Orthogneisen in der fortschreitenden Verformung der magmatischen Körper von granitoider Zusammensetzung sowie in lokalen Lineationen in den Amphiboliten (*OAF*). Im westlichen Abschnitt der Einheit fällt die regionale Schieferung S₂ flach nach NNW und SSE ein. Weiter ostwärts, in Richtung Marlinger Schuppe, fällt sie mit zunehmender Neigung nach NNW ein.

Die Mineralparagenesen der Hauptschieferung S₂ zeigen eine amphibolitfaziale Metamorphose von anfangs mittlerem Druck (Granat + Staurolith) gefolgt von einer statischen Überprägung von niedrigem Druck und hoher Temperatur (Sillimanit nach Granat). In den Glimmerschiefern und in den Gneisen besteht die syn-S₂-Hauptparagenese aus Quarz, Plagioklas, Hellglimmer II, Biotit II ± Granat II ± Staurolith. Die Untersuchungen an Biotit II zeigen im Vergleich zu Biotit I eine bedeutende Abnahme des Ti-Gehalts, mit Werten zwischen 0,07 und 0,08 (apfu) und Mg/(Mg+Fe) zwischen 0,45 und 0,50 (apfu), was auf eine fortschreitende Abnahme der Temperatur hindeutet. Thermobarometrische Abschätzungen wurden anhand der syn-S₂-Mineralparagenesen in den Staurolith-führenden Granatglimmerschiefern (*OMI*) und in den Amphiboliten (*OAF*) durchgeführt und ergaben Temperaturen zwischen 600° und 650°C bei einem Druck von über 0,8 Gpa, wobei letzterer auf dem Vorkommen von Epidot und Granat in den Amphiboliten basiert (GUERRA, 2004).

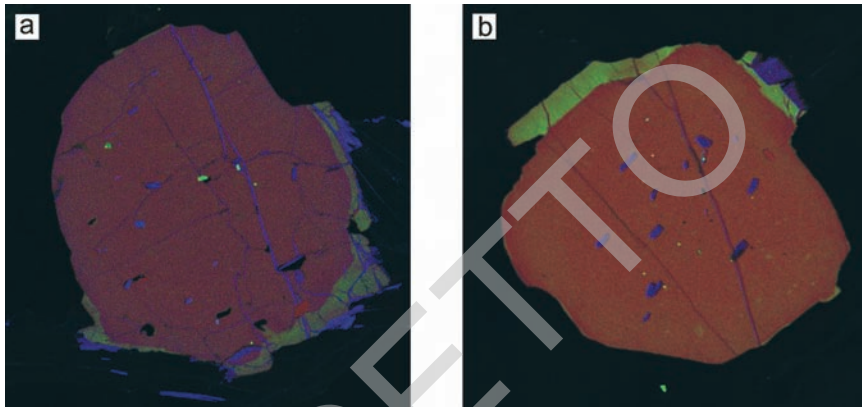


Abb. 94 - Röntgengraphische Darstellung der Granate in den Glimmerschiefern der Pejo-Einheit. Die Granat-Porphyroblasten weisen keine Zonierung auf, mit Ausnahme einer Anreicherung in den Randbereichen von Ca (gelb in b) und Mg (blau in a).

Die Strukturen der duktilen Deformationsphasen im Zeitraum vor D_2 sind ungleichmäßig erhalten. Porphyroklasten von Feldspat, Hellglimmer I, Biotit I und Granat I sind in strukturellen Scherlinsen (*lithons*) erhalten. Relikte prä- S_2 -Schieferungen sind ebenfalls zu erkennen und von Hellglimmer I und Biotit I gemeinsam mit boudinierten und verfalteten Quarzzeilen nachgezeichnet. Letztere kommen vermehrt in den Staurolith-führenden Granatglimmerschiefern (*OMI*) vor. Die mineralchemischen Analysen der Granat-Porphyroblasten I in den Metapeliten zeigen einen Trend vom Rand zum Kern mit einer fortschreitenden Abnahme von Ca und Mn und einer gleichzeitigen Zunahme von Fe; dabei geht man von mittleren Werten $\text{Grs}_{10}+\text{Sp}_{5}\text{Alm}_{75}\text{Pyr}_{10}$ auf mittlere Werte $\text{Grs}_{5}+\text{Sp}_{0}\text{Alm}_{85}\text{Pyr}_{10}$ über (Abb. 94 und 98). Biotit I zeigt einen Ti-Gehalt zwischen 0,9 und 0,13 (apfu), und einen Al_{tot} -Gehalt zwischen 1,55 und 1,75 (apfu), bei einem Verhältnis $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ zwischen 0,50 und 0,60 (apfu) und somit über jenem der Biotite der anderen Einheiten (Abb. 99).

Im Bereich der tektonischen Grenze mit der Forst-Linie im Osten zeigt die Pejo-Einheit eine post- S_2 -Blastese von Sillimanit und Andalusit, die bereits von SPIESS *et alii* (2001a) und von LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI (1969) beschrieben wurde. Ein statischer Wuchs von Andalusit \pm Biotit III kommt in den Zweiglimmergneisen (*OOP*) des Larchbühels (*Dosso dei Larici*, Vigljoch/Monte San Vigilio) vor (Abb. 97). Sillimanit wächst statisch und post- S_2 in den Staurolith-führenden Granatglimmerschiefern (*OMI*) am Rauhen Bühel (*Colle Scabro*, S des Vigljochs). Sillimanit tritt nur örtlich, aber dann in großen Mengen auf und ersetzt Granat I und Biotit I, wie in der Schenna-Einheit (Abb. 97). Die mineralchemische Analyse an den Andalusit-führenden Zweiglimmergneisen (*OOP*) und den Staurolith- Sillimanit-führenden Granatglimmerschiefern (*OMI*) bestätigen



Abb. 95 - Interferenzmuster der Deformationsphasen D_2 und D_3 in den Zweiglimmergneisen (OOP) der Pejo-Einheit, Aschbach (Rio di Lagundo).

den Trend der Granate der anderen Proben dieser Einheit, während Biotit einige Besonderheiten aufweist. Biotit III in Gesellschaft mit Andalusit zeigt erhöhte Ti-Werte gegenüber den anderen Proben, mit einem Gehalt zwischen 0,15 und 0,16 (apfu), einem Al_{tot} -Gehalt von durchschnittlich 1,85 (apfu) und einem Verhältnis $Mg/(Mg+Fe)$ zwischen 0,35 und 0,40 (apfu). Biotit aus den Sillimanit-führenden Lithotypen zeigt hingegen einen Ti-Gehalt zwischen 0,10 und 0,13 (apfu), einen Al_{tot} -Gehalt zwischen 1,65 und 1,75 (apfu) und ein Verhältnis $Mg/(Mg+Fe)$ zwischen 0,50 und 0,55 (apfu) (Abb. 99).

Die Deformationsphase D_3 bildet ein Faltenystem mit offenen bis engen, asymmetrischen Falten (Abb. 95). Diese Strukturen treten in den Grundgebirgsbereichen weitab der rezenten spröde-duktilen Scherzonen auf. Teilweise bildet sich eine undeutliche Schieferung S_3 , die von Hellglimmer und Biotit unterstrichen wird; mitunter werden diese nur entlang der neuen Flächen ausgerichtet. Nahe der Forst-Linie ist die D_3 -Phase stärker ausgeprägt und zeigt einen Verlauf subparallel zur Störung. Hier wurde sie durch die Bewegungen an der Störung reaktiviert und zeigt die Bildung von Chlorit. Die Amphibolite (OAF) weisen einen Lagenbau im Millimeterbereich auf, der die D_3 -Faltungsphase bestens zeigt. Es bildete sich eine deutliche, asymmetrische offene bis enge Krenulation, jedoch keine Schieferung S_3 . Örtlich ist eine schwach ausgebildete Blastese zu erken-

nen, die über die Deformation D_3 hinausgeht und zu einem statischen Wuchs von Quarz und Epidot in den Faltscharnieren D_3 führt. Diese Bildungen sind vor allem in den Amphiboliten zu erkennen.

In den mächtigeren Metabasitlagen ist das rheologische Gesteinsverhalten unterschiedlich, sodass die D_3 -Falten eine offenere Geometrie aufweisen (Naturser Hochwart/*Guardia Alta di Naturno*). Aufgrund einer schwach ausgebildeten späteren Faltung D_4 und der Bildung von Kinkbändern, welche die D_3 -Strukturen leicht verformen, erscheint die Lagerung der Achsenebenen P_3 und der Schieferung S_3 gestreut. Ihre Neigung liegt generell zwischen 20° und 40° , während die Achsen A_3 in Richtung NE-SW streichen (Abb. 96).

Sowohl die Strukturen D_2 als auch jene D_3 zeigen in Richtung Osten eine graduelle Neuausrichtung der wichtigsten Gefügeelemente: Die Schieferung neigt dazu, sich subparallel zu den tektonischen Hauptstörungen im Abschnitt östlich des Vigiljochs (*Monte S. Vigilio*) einzuregeln.

Das Faltsystem D_4 bildet örtlich und besonders im zentralen und westlichen Abschnitt der Einheit eine symmetrische enge Krenulation ohne eigene Mineralneubildung. Die Achsenebenen D_4 streichen vorwiegend E-W und die Achsen fallen leicht geneigt nach NNW.

In der Pejo-Einheit treten zahlreiche diskordante Intrusivkörper auf, wobei man drei verschiedene Typen unterscheidet, basisch-intermediäre Gänge (f_y), kleine Diorit-Gabbrokörper (*OGD*) und kleine Pegmatitkörper (*OGA*).

Westlich der Forst-Linie treten auf niedrigen Höhen auch einige Andesitgänge auf. Am häufigsten kommen sie im Vinschgau im Bereich südlich von Töll/*Tel* und Plaus („Töllite“ *Auct.*) vor. Es handelt sich um vertikal gelagerte, spätalpidische Intrusionen von andesitischer Zusammensetzung mit Mächtigkeiten im Meterbereich und einer kilometerlangen Erstreckung. Sie zeigen einen regelmäßigen Verlauf von N-S bis NNE-SSW und durchschlagen mit steilem Winkel die regionale Schieferung S_2 .

Im Gratbereich zwischen Ultental und Vinschgau, südlich von Naturns (Mausloch Höfe/*Masi Buco del Topo* und Altalm/*Malga Vecchia*), treten kleine Intrusionen von dioritischer (*OGD*) und gabbroider (*OGD_a*) Zusammensetzung auf, die wahrscheinlich ins Perm zu stellen sind. Diese Intrusionen sind schwach geschiefert und zeigen eine grünschieferfazielle metamorphe Überprägung. Die Analysen der Granate in den Metadioriten zeigen eine mittlere Zusammensetzung von $\text{Grs}_{20} + \text{Sp}_{5} + \text{Alm}_{65} + \text{Pyr}_{10}$. Biotit zeigt einen Ti-Gehalt zwischen 0,10 und 0,15 (apfu) bei einem Verhältnis $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ zwischen 0,43 und 0,46 (apfu).

Eine Besonderheit der Pejo-Einheit stellen die zahlreichen Einschaltungen von Pegmatiten (*OGA*) in Form von Linsen und einer variablen Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis zu einigen Zehnermetern dar. In einigen Fällen ist das ursprüngliche magmatische Gefüge erhalten, in anderen erscheinen sie stark verformt. Einige Granate dieser Pegmatite wurden von SÖLVA *et alii* (2003) datiert und ergaben ein Kristallisationsalter von $250/255 \text{ Ma} \pm 2,8 \text{ Ma}$.

Da die niedriggradige metamorphe Überprägung in den Gabbros und in den Dioriten ein alpidisches Alter aufzeigt, ist für die ältere Hauptmetamorphose ein präalpidisches Alter anzunehmen. Ein ähnlicher Hinweis stammt auch von den Pegmatitkörpern. SOLVA *et alii* (2003) beobachteten, dass die Pegmatite ein polymetamorphes Grundgebirge durchschlagen und ihrerseits mindestens eine alpidische Schieferung in Grünschiefer-Amphibolit-Fazies aufweisen.

1.4. - MARLINGER SCHUPPE

Die Marlinger Schuppe bildet eine NNE-SSW-streichende Einheit im südlichen Blattbereich. Im Westen grenzt sie entlang der NNE-SSW-gerichteten Forstlinie an die Pejo-Einheit; im Osten überlagert sie die Tonale-Decke entlang eines Bündels von Kataklastitbändern mit subparallelem Verlauf zur Forstlinie. Im Norden wird sie durch die Thurnstein-Mylonite sowie die Passeiertal-Linie begrenzt. Innerhalb der Marlinger Schuppe treten häufig weitere, untergeordnete mylonitische und kataklastische Scherzonen auf. Die Marlinger Schuppe liegt in einem Bereich, wo Einheiten mit sehr unterschiedlicher tektono-metamorpher Entwicklung zusammentreffen. Die metamorphe Hauptüberprägung erfolgte im Zuge der amphibolitfaziellen Deformationsphase D_2 mit mittleren Druckbedingungen. Auf diese Phase folgt jedoch eine starke grünschieferfazielle Überprägung mit entsprechender Temperatur- und Druckabnahme. Diese Einheit weist einige lithologische Besonderheiten auf: Im Unterschied zur Pejo-Einheit treten keine Intrusivkörper pegmatitischer, dioritischer und gabbroider Natur auf, auch fehlen alpidische Gänge von andesitischer Zusammensetzung (*Töllite*). Außerdem fehlen die Marmore, die in den angrenzenden Bereichen der Pejo-Einheit häufig auftreten.

Die Deformationsphase D_2 ist stark ausgeprägt und durch die Entwicklung der Hauptschieferung S_2 gekennzeichnet. Die Mineralparagenese dieser Phase besteht aus Quarz, Plagioklas, Hellglimmer II, Biotit II \pm Granat II \pm Staurolith. Granat II und Staurolith sind hierbei unregelmäßig verteilt. In den Glimmerschiefern (*OUM*) tritt häufig statisch gewachsener Plagioklas (Albit) auf, der synkinematisch und/oder postkinematisch zu D_2 ist und dem Gestein ein Gneis-ähnliches Erscheinungsbild verleiht. LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI (1969) erwähnen eine statische Blastese von Chloritoid nach Granat, die in Verbindung mit der Entwicklung von Serizit nach Kyanit in den gegenständlich untersuchten Proben stehen könnte. Die Schieferung S_2 fällt in der Regel nach NW ein und wird zusehends steiler im Vergleich zur jener der Pejo-Einheit (Abb. 96). Im Allgemeinen richten sich die Gefügeelemente der Phase D_2 parallel zum Periadriatischen Lineament aus; eine Ausnahme bildet das Gebietes im NW von Meran bei Gratsch (*Quarazze*), wo die Hauptschieferung mit über 70° nach SE einfällt.

Mineralrelikte aus der Zeit vor der Hauptschieferung S_2 werden von Porphyroblasten aus Hellglimmer I, Biotit I, Feldspat, Granat I und unterschiedlichen Mengen an Kyanit und Staurolith dargestellt. Letztere werden fast immer teilweise oder gänzlich durch Mikroaggregate von Serizit und Chlorit ersetzt. Die mineralchemischen Analysen in den Metapeliten zeigen für Granat I eine Zusammensetzung zwischen $\text{Gr}_{15}+\text{Sps}_3\text{Alm}_{70}\text{Pyr}_{12}$ und $\text{Gr}_{2}+\text{Sps}_0\text{Alm}_{90}\text{Pyr}_8$, was einem höheren Mg-Gehalt im Vergleich zu den Granaten der angrenzenden Pejo-Einheit entspricht (Abb. 98).

Thermobarometrische Abschätzungen wurden an der amphibolitfaziellen prä- D_2 -Paragenese durchgeführt und zeigten Druckbedingungen von 0,7–0,8 GPa bei Temperaturen von 625 und 645°C. Relikte Porphyroblasten von Biotit mit einem Ti-Gehalt über 0,20 apfu wurden in Gesellschaft mit Kalifeldspat und Plagioklas in den Quarz-Feldspat-Einschaltungen entlang der Tappeiner Promenade zwischen Meran und Gratsch (*Quarazze*) gefunden.

Die Deformationsphase D_3 ist nicht immer ersichtlich und charakterisiert von diffusen asymmetrische Falten. Die Achsenflächen D_3 und die entsprechende Schieferung fallen recht gleichmäßig mit 40° – 50° nach 300° – 330° ein. Diese Geometrien zeigen das Zusammenwirken der Quarz-Feldspat-Einschaltungen und der strukturellen Neugestaltung durch die D_3 -Phase. Die Achsen der D_3 -Falten fallen großteils mit rund 30° nach WNW ein (Abb. 96).

1.5. - TEKTONO-METAMORPHE EINHEITEN DER TONALE-DECKE

Im Blatt „Meran“ sind die östlichen Ausläufer der Tonale-Einheit und der Ulten-Einheit, die beide zur Tonale-Decke gehören, aufgeschlossen. Sie treten zwischen der Marlinger Schuppe und der Nördlichen Judikarien-Linie auf, mit der Ulten-Einheit im SE und der Tonale-Einheit im Hangenden der ersteren.

1.5.1. - Tektono-metamorphe Ulten-Einheit

Die Ulten-Einheit tritt nur in einem kleinen Abschnitt am Eingang des Ultenals auf, für eine ausführliche Beschreibung verweist man auf die Erläuterungen des Blattes 026 „Eppan“ (AVANZINI *et alii*, 2007).

1.5.2. - Tektono-metamorphe Tonale-Einheit

Die Tonale-Einheit steht mit der unterlagernden Ulten-Einheit entlang einer duktil-spröden Scherzone in Kontakt. Diese ist durch Paragneise und eine cha-

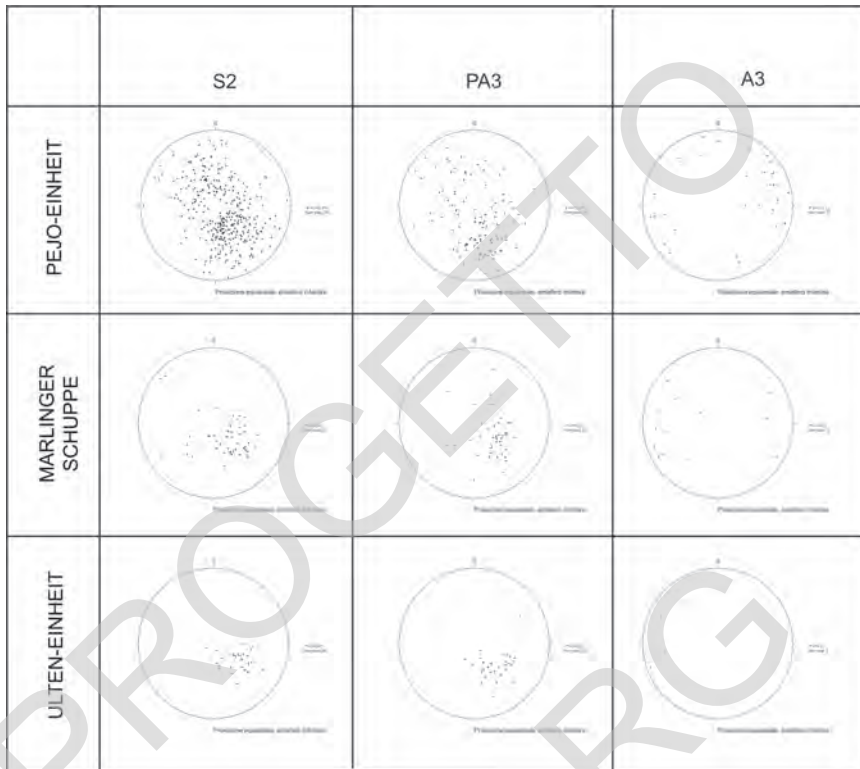


Abb. 96 - Stereographische Projektionen der Gefügeelemente, die in der Pejo-Einheit (Ortler-Campo-Decke), der Marlinger Schuppe und der Ulten-Einheit (Tonale-Decke) aufgemessen wurden.

rakteristische Lage von Orthogneisen (Augengneisen) der Ulten-Einheit (TUO) mit mylonitisch-kataklastischem Gefüge gekennzeichnet. Der zentrale Bereich der Scherzone von einigen Zehnermetern Mächtigkeit ist knapp nördlich von St. Pankraz (S. Pancrazio) im Ultental aufgeschlossen. Häufig treten mylonitisch-kataklastische Scherzonen auch innerhalb der Tonale-Einheit auf. Diese verlaufen subparallel zum tektonischen Kontakt der beiden Einheiten und erreichen Mächtigkeiten vom Dezimeter bis zu einigen Zehnermetern. Diese Scherzonen der Tonale-Einheit kann man auf der linken Seite des Ultentals, zwischen Lana und St. Pankraz, beobachten. Sie sind durch grünschieferfazielle Mineralparagenesen aus Quarz, Feldspat, Hellglimmer und Chlorit sowie durch eine Wechsellagerung mit leukokraten, mitunter sehr feinkörnigen Quarz-Feldspat-Bändern gekennzeichnet. Die Obergrenze der Tonale-Einheit zur Marlinger Schuppe ist durch zahlreiche kataklastische Bänder charakterisiert, die zwischen 40° und 60° in Richtung NW einfallen.

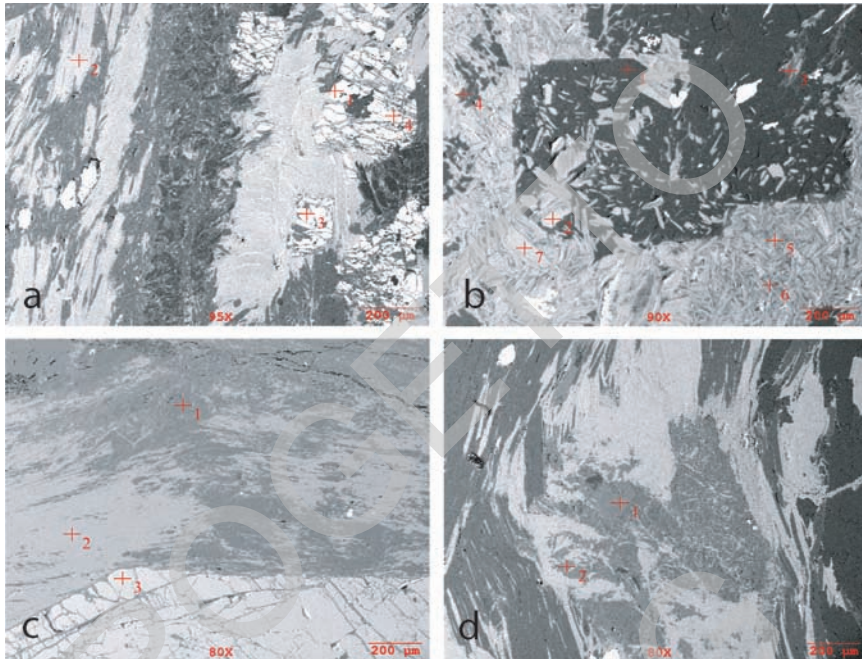


Abb. 97 - a) Staurolith-Sillimanit-führende Granatglimmerschiefer (OMI) der Pejo-Einheit; die Hauptschieferung S_2 wird von Biotit und Hellglimmer nachgezeichnet; Granat und Sillimanit wachsen quer zur Schieferung. SEM-Aufnahme - Dünnschliff GB13948. b) Andalusit-führende Zweiglimmergneise (OOP) der Pejo-Einheit. Vorne erkennt man einen idiomorphen Andalusitkristall, der mit Biotit III ohne bevorzugte Richtung wächst. SEM-Aufnahme - Dünnschliff GB13937A. c) Sillimanit-führende Granatglimmerschiefer (OVM) der Schenna-Einheit. Man erkennt die Entwicklung von fibrolitischem Sillimanit und einen noch gut erhaltenen, relikten Granat I. SEM-Aufnahme - Dünnschliff GB13567. d) Relikter intrafolialer Kalifeldspat-Porphyrklast (Punkte 1 und 2) in den Sillimanit-führenden Glimmerschiefern (OVM) der Schenna-Einheit. SEM-Aufnahme - Dünnschliff GB13323A.

Anhand mesoskopischer und mikroskopischer Untersuchungen konnten drei duktile Deformationsphasen, D_1 , D_2 und D_3 , ausgehalten werden.

Die Hauptschieferung S_2 ist pervasiv und durch die Einregelung von Biotit II und Hellglimmer II sowie eine Wechsellagerung von generell cm-dünnen, glimmerreichen und hellen Quarz-Feldspat-Bändern gekennzeichnet. Sehr selten treten enge u./o. isoklinale, entwurzelte D_2 -Falten auf, da die Phase D_2 sehr intensiv verlief und vor allem zu mylonitischen Fazies führte. Die Schieferung S_2 verläuft subparallel zu den Myloniten der Periadriatischen Linie, welche vielfach in Grünschiefer-Fazies als Scherzonen reaktiviert werden. Sie fallen fast durchwegs mit 40° – 60° nach NW ein (Abb. 96).

In den Sillimanit-führenden Paragneisen (TTP) tritt der bezeichnende Sillimanit in mm-großen Aggregaten sowohl auf den Schieferungsflächen S_2 als auch

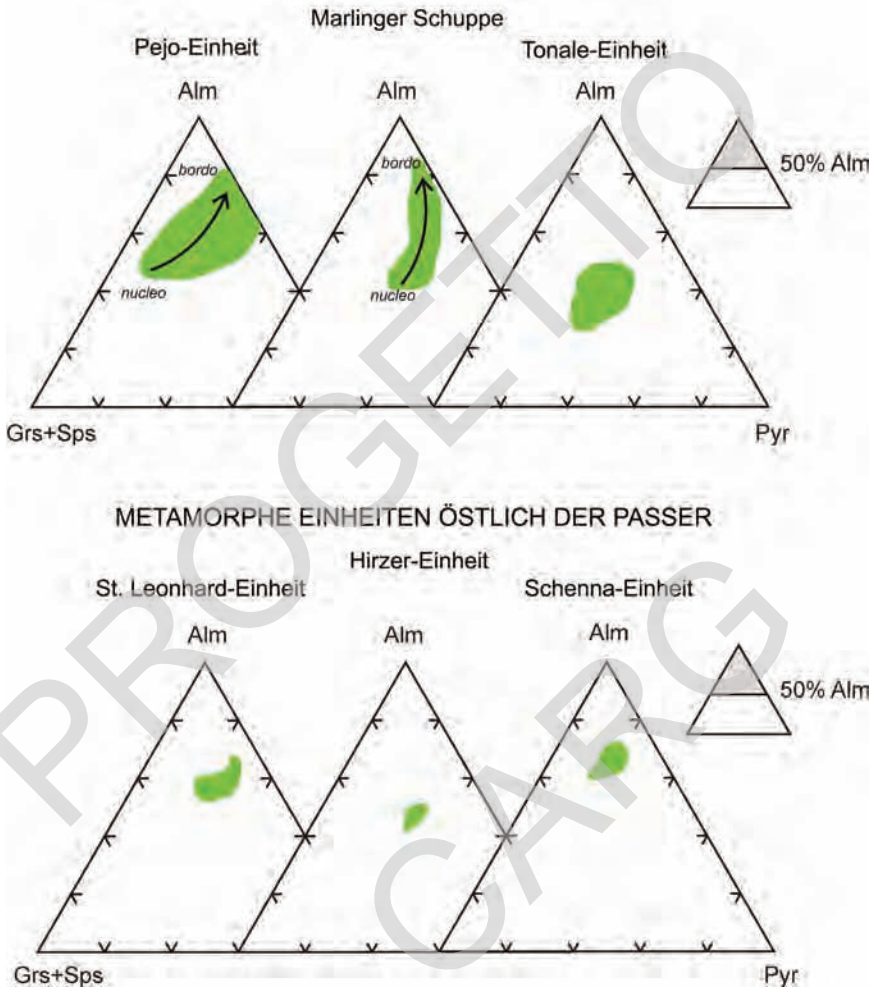


Abb. 98 - Schema der mineralchemischen Analysen an Granaten in den verschiedenen ostalpinen tektono-metamorphen Einheiten.

parallel zu den Spaltflächen von Biotit auf (Kirchbach/Rio della Chiesa, AVANZINI *et alii*, 2007). Die Mineralparagenese besteht aus Quarz, Plagioklas, Biotit, Hellglimmer ± Kalifeldspat ± Sillimanit und zeigt hochgradige metamorphe Bedingungen an. Am Kontakt zur Judikarien-Linie verlieren die Sillimanit-führenden Paragenese ihre besonderen Eigenheiten aufgrund einer stark ausgeprägten grünschieferfaziellen retrograden Metamorphose.

Die Deformationsphase D₁ ist in den Sillimanit-führenden Paragneisen (TTP)

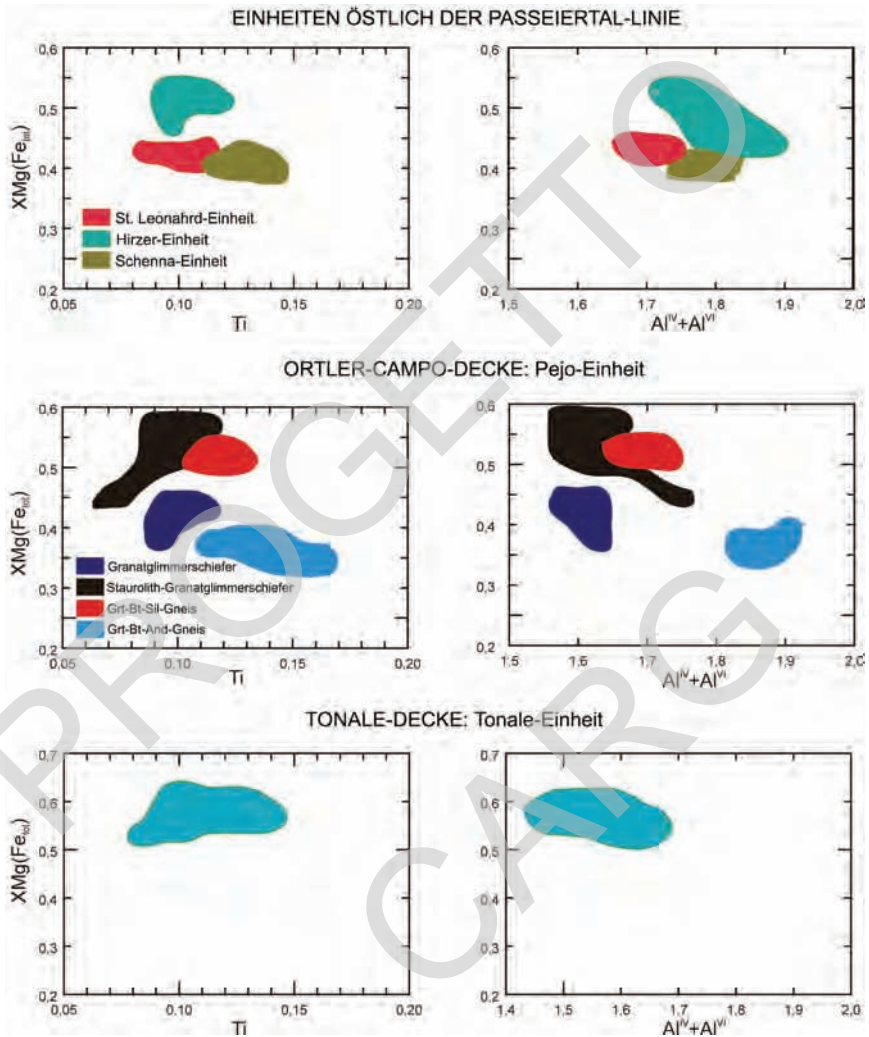


Abb. 99 - Schema der mineralchemischen Analysen an Biotit in den verschiedenen ostalpinen tektono-metamorphen Einheiten.

nur durch mittel- bis hochgradige Gefüge- und Mineralrelikte (Biotit I, Granat I, Plagioklas I \pm Kalifeldspat) dokumentiert. Mineralchemische Analysen an Granat ergaben eine mittlere Zusammensetzung $\text{Grs}_{15} + \text{Sps}_5 \text{Alm}_{60} \text{Pyr}_{20}$, die einen höheren Gehalt an Grs+Sps gegenüber den angrenzenden Einheiten aufweist (Abb. 98). Der Ti-Gehalt in Biotit schwankt zwischen 0,08 und 0,15 (a.p.u.f.), der Al_{tot} -Gehalt zwischen 1,42 und 1,70 (a.p.u.f.), bei einem Verhältnis $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ zwi-

schen 0,50 und 0,65 (a.p.u.f.). Diese Daten weisen auf einen erhöhten Mg-Gehalt hin (Abb. 99).

Die Schieferung S_2 wurde durch ein späteres asymmetrisches Faltensystem D_3 verfaultet. Meist verlaufen die Achsenebenen D_3 subparallel zum Kontakt mit den südalpinen Einheiten und dadurch etwas flacher im Vergleich zu den Achsenebenen der Falten D_2 .

Spätere Pegmatitgänge (*OGA*) wurden in den Sillimanit-führenden Paragneisen (*TTP*) im Nahbereich der Judikarien-Linie beobachtet. Sie sind bis zwei Meter mächtig und durchschlagen in Querrichtung die Schieferung S_2 .

2. - SÜDALPIN

(C. Morelli, A. Moretti, A. Zanchi)

Der strukturelle Bau des Südalpins steht in engem Zusammenhang mit den auftretenden Gesteinstypen. Generell können drei strukturelle Bereiche unterschieden werden.

Der erste liegt nördlich des Öttenbachs (*Rio Deserto*) und wird im NE von der Naiftal-Linie begrenzt. Er umfasst die metamorphen Einheiten des südalpines Grundgebirges, die eine vorwiegend duktile Deformation mit vier Hauptdeformationsphasen zeigen. Anhand der durchgeführten Kartierung und Daten aus der Literatur sind die ersten drei mit Sicherheit variszischen Alters, während die letzte alpidisch sein könnte.

Der zweite strukturelle Bereich ist ein langgestreckter, NE-SW-gerichteter und 1–3 Kilometer breiter Streifen, wo die permischen Intrusionen vom Ifinger und Kreuzberg auftreten. Dieser Bereich ist von vorwiegend spröden Deformationen gekennzeichnet und durch bedeutende regionale, subparallel verlaufende Störungen eingegrenzt. Dabei handelt es sich um die Periadriatische Linie im NW und die Störungen Völlan und Naiftal im SE. Der Aufbau der Intrusionen ist masig mit zahlreichen, meist spröden und seltener duktilen Trennflächen, die örtlich stark kataklastische Zonen ausbilden.

Der dritte und letzte Bereich liegt östlich des vorherigen und südlich des Öttenbaches und umfasst die permischen Vulkanite sowie die wenigen triassischen Sedimentbedeckungen. Diese Abfolge ist monoklinal gelagert und durch Seitenverschiebungen und Abschiebungen gekennzeichnet.

2.1. - STRUKTURELLE UND METAMORPHE ENTWICKLUNG DES SÜDALPINEN GRUNDGEBIRGES

Die metamorphen Gesteine des Grundgebirges zeigen eine gut ausgeprägte

regionale Schieferung, die in den Phylliten deutlich ausgebildet, in den massigeren Metavulkaniten und Quarziten hingegen weitständiger ist. Es handelt sich um eine Achsenebenenschieferung, die sich während einer duktilen Phase mit isoklinalen mit mehr oder weniger geschlossenen Falten entwickelte. Diese Deformationsphase verlagerte und verwischte im Aufschluss sämtliche vorherigen Strukturen. Falten dieser Deformationsphase treten so gut wie überall auf und werden von Millimeter (teils auch unter 1 mm) bis mehreren Zentimeter dicken, weißen Quarzlagen und -linsen hervorgehoben. Vielfach handelt es sich dabei um intrafoliale, entwurzelte Isoklinalfalten, seltener um asymmetrische Falten. Die weißen Quarzlagen können verschiedenartig interpretiert werden: a) als ursprüngliche sedimentäre Lagen mit einer anderen Zusammensetzung als die Pelite, in diesem Fall würde es sich um eine S_0 handeln; b) als Quarzadern, die den sedimentären Lagenbau durchschlugen und sich im Zuge der Diagenese oder einer hydrothermalen Phase entwickelten und später von der variszischen Orogenese mehrfach verformt wurden; c) als das Ergebnis der Umwandlung von Tonmineralen in Glimmerminerale im Zuge der Metamorphose, was zu einem Quarzüberschuss führt; d) als Quarzadern, die an Drucklösung und Umverteilung des Quarzes während der Deformationen gebunden sind und variszisch verfalltet und versetzt wurden.

Die milchig-weiße Farbe der Quarzlagen geht auf eine hohe Konzentration an mikroskopisch kleinen Fluideinschlüssen zurück. Die mitunter große Mächtigkeit von teils über einem halben Meter und das seltene Auftreten von hydrothermalen Mineralien entkräftigen die Hypothesen (a) und (c), erscheinen jedoch mit (b) und (d) kompatibel. Die Autoren neigen zur Hypothese (d). Diese Interpretation der Quarzknollen und -lagen wurde nicht nur durch die Erkenntnisse im Gelände bekräftigt, sondern auch durch die Untersuchungen von HAMMERSCHMIDT & STOCKERT (1987) in den Phylliten der gleichen metamorphen Grundgebirgseinheit knapp östlich des Kartenblattes. In beiden Fällen könnten die Quarzlagen eine erste, post-sedimentäre planare Anisotropie darstellen, die noch im Gestein zu erkennen ist und somit informell und nicht sehr korrekt als S_1 bezeichnet wird. Aus diesem Grund werden die darauf folgenden Anisotropien als S_2 und S_3 bezeichnet.

Dadurch ergibt sich die regionale Schieferung S_2 wie anfangs beschrieben, die damit verbundenen Isoklinalfalten werden als F_2 , die entsprechende Deformationsphase als D_2 bezeichnet. In den Phylliten wird die Schieferung S_2 durch die Einregelung von Muskovit \pm Chlorit und Ilmenit nachgezeichnet.

Die Phase D_3 kennzeichnet die Entwicklung von asymmetrischen, offenen bis nahezu isoklinalen Falten (F_3) im Meterbereich, die im Aufschluss stets gut zu erkennen sind. Sie verfallen die F_2 und ergeben ein Interferenzmuster vom Typ 3 (*sensu* RAMSAY, 1967). Die Achsen streichen dabei zwischen SSW-NNE und E-W und fallen zwischen 0° und 20° (max. 35°) nach SW und seltener nach NE.

Die Achsenebenen sind zwischen 80° und 40° geneigt und streichen zwischen NW-SE ($N130^\circ$) und NNE_SSW ($N200^\circ$) (Abb. 100). Im Allgemeinen bildet diese Deformationsphase keine neue Schieferung aus, sondern verfault die ältere S_2 . Nur in einzelnen Aufschlüssen (z.B. im Gratbereich des Großen Mittagler/*Monte Catino* und nördlich davon) wurde in pelitischen Abschnitten die Entwicklung neuer Schieferungsflächen S_3 beobachtet.

Die Schieferung S_3 bildet hierbei eine Runzelschieferung (*crenulation cleavage*) aus, die von Lösungsflächen und einer mechanischen Rotation von Muskovit und Ilmenit aus S_2 sowie der Einregelung von neu gebildeten, größeren Muskovitlepidoblasten gekennzeichnet ist. In den neu gebildeten Muskoviten können Spuren von Einschlüssen beobachtet werden, welche die S_2 unterstreichen. Mitunter erscheinen diese Muskovite, wie auch der Biotit, postkinematisch zu S_2 . Diese und andere Beobachtungen lassen auf einen Wuchs während der gesamten Phase D_3 schließen. Die Entwicklung der Schieferung S_3 ist auf ursprünglich pelitische Bereichen beschränkt, oft ist sie nur schwach in den F_3 -Scharnieren zu erkennen. Granat und Plagioklas zeigen gerade bis leicht geschwungen angeordnete S_1 -Einschlüsse, weswegen sie am Beginn der D_2 -Deformation kristallisiert sein dürften.

Die letzte Deformation D_4 tritt zwar überall auf, bildet aber nur eine schwache Faltung im Aufschluss mit kleinen, nahezu symmetrischen F_4 -Falten. Die Achsenebene dieser schwach aufgebauten, offenen Falten steht subvertikal. Die Faltenachsen tauchen zwischen 0° und 20° in Richtung $N160^\circ$ bis $N200^\circ$ ab, örtlich auch in Richtung $N340^\circ$ – 360° . Generell bewirken beide Phasen D_3 und D_4 diffuse Krenulationslineare auf den Schieferungsflächen.

Die permischen rhyodazitischen Gänge (f_c) (siehe Kap. V), die mit unterschiedlichem Winkel die Hauptschieferung durchschlagen und nur örtlich schwach gefaltet und daher nicht von den Deformationsphasen D_2 und D_3 betroffen sind, bestätigen somit das variszische Alter der D_2 - und D_3 -Phasen. Diese Gegebenheit ist bereits in der Literatur bekannt (HAMMERSCHMIDT & STÖCKHERT, 1987; RING & RICHTER, 1994; SASSI & SPIESS, 1981), steht allerdings im Gegensatz zum zentralen Bereich (Lombardei) der Südalpen.

Die folgende Deformationsphase D_4 , die auch die permischen Gänge (f_c) mit einbezog und deren Orientierung mit der Deformation entlang der Periadriatischen Naht übereinstimmt, sollte demnach ein alpidisches Alter haben.

Schließlich wurden örtlich innerhalb der Brixen-Einheit, entlang der Fortsetzung der Naiftal-Linie im Sarntal, in den steilen Einschnitten unterhalb des Saghofs (*Maso Valle Segà*) offene, ENE-WSW-streichende Falten mit flach nach Norden einfallender Achsenebene beobachtet. In Kap. 3.3 ist diese Störung detailliert beschrieben.

Bezüglich der thermobarometrischen Bedingungen des variszischen Metamorphosehöhepunkts und des P-T-t-D-Pfads verweist man hingegen auf Kapitel V 3.1.5.

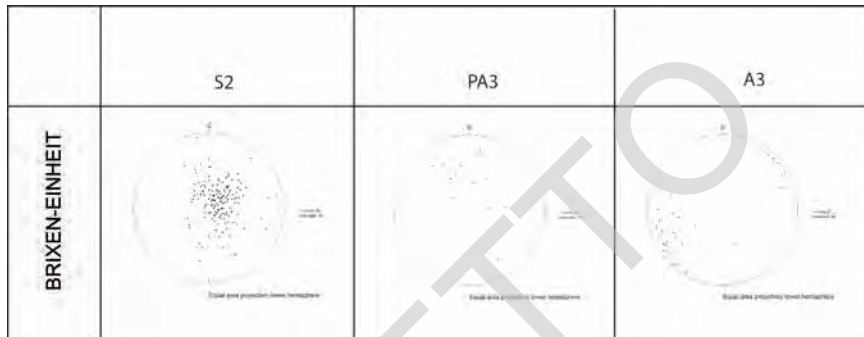


Abb. 100 - Stereographische Projektionen der Gefügeelemente in der Brixen-Einheit.

2.2. - STRUKTURELLER BAU DER PERMO-MESOZOISCHEN ABFOLGE

Bei der alpidischen Gebirgsbildung erfuhren die Etschtaler Vulkanit-Gruppe und die permo-mesozoische Sedimentabfolgen keine Metamorphose. Diese Gesteinsabfolgen liegen deutlich diskordant dem Grundgebirge auf und zeigen nur einfache, monoklinale Faltungen mit Einfallen zwischen 5° und 30° . Im Bereich der linken Etschtalflanke fallen die Schichten vorwiegend nach NE bis SE ($N30^\circ$ und $N130^\circ$); im Abschnitt weiter östlich bis zum rechten Hang des Öttenbaches (*Rio Deserto*) und des Runggenbaches (*Rio dei Ronchi*) fällt die Abfolge hingegen in Richtung SW bis S, d.h. zwischen $N270^\circ$ und $N170^\circ$, ein. Somit ergibt sich eine weite, sanfte Synklinale mit N-S gerichteter Achse, deren Kernbereich von der Maiseralm (*Malga Maia*) (Norden) über das Vöraner Joch (*Monte di Verano*) bis zum Möltner Joch (*Monte di Meltina*) (Süden) reicht. Im kleinen Aufschluss östlich der Völlaner Linie auf der rechten Seite des Etschtals zeigen die Schichten ein flaches Einfallen nach SW

Der ganze südalpine Bereich wird von gleichmäßig verlaufenden und über weite Strecken verfolgbare Störungsflächen durchtrennt. Es treten zahlreiche Harnischflächen mit deutlichen Bewegungsindikatoren auf. Die Hauptstörungen sind steil stehend ($>70^\circ$) und zeigen vorwiegend einen lateralen Versatz und nur untergeordnet einen Vertikalversatz.

Die morphologisch am deutlichsten entwickelten Bruchflächen sind NE-SW-streichende, vorwiegend sinistrale Blattverschiebungen. Senkrecht dazu ist ein zweites Störungssystem mit deutlichen Bewegungsflächen ausgebildet. Hierbei handelt es sich um dextrale Seitenverschiebungen mit zusätzlich abschiebendem Charakter, wobei jeweils der SW-Block abgesenkt wird.

Die Störungen zwischen Burgstall (*Postal*) und Sinichbach (*Rio Sinigo*) mit beobachtetem Horizontalversatz von bis zu 600 m gehören dem ersten System

an. Die Störung durch den Koflerhof (*Maso Kofler*) fällt mit 60° nach $N300^\circ$ ein und zeigt rund 50 cm mächtige Kataklastite sowie einen sinistralen Horizontalversatz von über 400 m. Nördlich davon, im Sinichbach (Rio Sinigo) auf der Höhe von Schloss Fragsburg (*Castel Verruca*), zeigen die Störungsflächen (320/85 und 320/55) sinistrale Lineare mit einem Pitch von 20° . Die oben genannte Störung lässt sich, wenn auch versetzt, für weitere 4–5 km entlang des Almbachs (*Rio Alm*) Richtung NE verfolgen. In diesem Bereich stellt die Störung die Grenze zwischen zwei teils verschiedenen Abschnitten der permischen Abfolge dar: Im SE treten oberhalb der Gargazon-Formation Epiklastite der Vöran-Formation und dann die rhyolitischen Ignimbrite des Perdonig-Members (Auer-Formation) auf; im NW finden sich oberhalb der Ignimbrite der Gargazon-Formation hingegen Laven der Hafling-Formation und darauf folgend geringmächtige Ignimbrite des Perdonig-Member.

SE von Burgstall (*Postal*) treten beim Stegerhof (*Maso Steger*) weitere, im Aufschluss gut erkennbare sinistrale Störungen (140/70) auf, die durch nahezu horizontale Strömungen, jedoch ohne bedeutenden Versatz gekennzeichnet sind. Weiter im SE ist bei Vöran (*Verano*) eine Störung mit gleichem Verlauf und möglicher Weise ebenso sinistralen Versatz über 500 m auf der Karte aufgeschlossen. Störungen mit ähnlicher Orientierung kommen auch in Richtung des Naiftals (*Val di Nova*) vor. Vom Grumser Bühel (*Col di Grones*) über den Vernauner Berg (*M. Vernone*) bis zum Sinkefl (*Giogo di Dosso*) verläuft eine Störung mit der Orientierung $130\text{--}145/85$ bzw. $325/80$ und horizontalen Strömungen. Diese Störung zeigt einen sinistralen Versatz von einigen hundert Metern und versetzt auch die Naiftal-Linie und schneidet auch die permischen Intrusionen.

Im nordöstlichen Bereich (im Talschluss des Öttenbachs/*Rio Deserto* und beim Mittagser) treten weitere SW-NE-streichende Störungen auf, die jedoch spitzwinkelig ($20^\circ\text{--}30^\circ$) zu den übrigen, sinistralen Blattverschiebungen verlaufen. Diese Störungen betreffen sowohl die permo-mesozoischen Abfolge als auch das metamorphe Grundgebirge. Im Bereich von St. Oswald (*S. Osvaldo*) und Missensteiner Joch (*Giogo di Pietramala*) verläuft eine deutlich ausgeprägte, sinistrale Blattverschiebung ($290\text{--}300/80$), die einige WNW-ESE- und NW-SE-streichende Störungen versetzt.

Die Störungen des zweiten, senkrecht zum ersten verlaufenden Systems, weisen eine erhebliche laterale Kontinuität auf. Bedeutende, NW-SE-orientierte Störungen treten sowohl im Grundgebirge (Kesselbergalm/*Alpe di Monte Catino*) als auch im Grenzbereich zwischen Grundgebirge und der permischen Abfolge im Gebiet Öttenbachs (*Rio Deserto*), des Runggenbaches (*Rio dei Ronchi*) sowie im Bereich knapp NE des Bergkammes zwischen Jenesier Jöchl (*Giogo di San Genesio*) und Kreuzjoch (*Giogo della Croce*) auf. In allen Fällen scheint der SW-Block gegenüber jenem im NE abgesetzt worden zu sein; in einigen könnte auch eine dextrale Bewegung stattgefunden haben.

Noch weiter im SW tritt eine weitere NW-SE-streichende Störung von 7–8 km Erstreckung und einem vertikalen Versatz von 100–150 m auf. Die Harnische auf den Störungsflächen oder konjugierten Flächen haben Werte von 230/80 bis 240/85 und exakt horizontale Strömungen mit dextralem Bewegungssinn; konjugierte Riedelflächen verlaufen 80/60 bis 70/55.

Eine Störung mit ähnlicher lateraler Kontinuität erstreckt sich von Sinich (*Sinigo*) in Richtung NE bis östlich von Vöran (*Verano*). Diese Störung zeigt einen leicht gebogenen Verlauf und dreht in Richtung Süden fortlaufend von NW-SE nach NNW-SSE um. Entlang der Störung gemessene Werte schwanken zwischen 35/90 – Riedelflächen zeigen Werte von 230/75 mit Pitch von 20° und 55/70 mit Pitch von 170°; der Bewegungssinn ist dextral und verursacht einen Versatz von fast einem Kilometer.

Im Bereich vom Scharboden (*Piano della Forcella*) tritt eine bedeutende, Störungszone mit WNW-ESE-Streichrichtung und dextralem Bewegungssinn – entsprechend dem insubrischen Störungssystem – zutage. Diese Störung ist durch eine Kataklysezone von mindestens einem Kilometer Länge und 200 m Mächtigkeit sowie der Bildung von tektonischen Breccien gekennzeichnet. Entlang dieser Störung grenzt nach W das metamorphe Grundgebirge an die permischen Vulkanite. Anschließend wird sie von der vorher beschriebenen, NNE-SSW verlaufenden, sinistralen Störung vom Missensteiner Joch (*Giogo di Pietramala*) abgeschnitten. Richtung Osten setzt sich die Störung vom Scharboden, wenn auch versetzt, im Grundgebirge der Brixen-Einheit entlang des Fischbaches (*Rio dei Pesci*) fort. Im Bacheinschnitt des letzteren wurden spröde Flächen (210/80) mit dextralem Bewegungssinn gemessen. In den Quarzphylliten treten auf rund 1970 m Höhe Dezimeter mächtige Lagen aus bindigen, kataklastischen Breccien auf, die nahezu konkordant zur Schieferung (hier 270/20) verlaufen. Die Breccien bestehen aus Millimeter bis Zentimeter großen, kantigen bis kantengerundeten Klanten in einer feinkörnigen Matrix von dunkelgrauer Farbe. Die Matrix weist Kristalle von Quarz, Muskovit, Chlorit, Epidot, Pyrit und verwitterten Feldspaten auf. Die Breccien bildeten sich wahrscheinlich durch kataklastisches Fließen in tieferen Bereichen entlang flach geneigter Scherflächen, die parallel zur Schieferung entstanden.

Schließlich treten noch E-W-streichende Störungen mit sinistraler Bewegung sowie E-W- und NW-SE-streichende Abschiebungen auf; diese Störungen zeigen jedoch keinen erheblichen Versatz.

3. - DIE GROSSEN SPÄTALPIDISCHEN TEKTONISCHEN LINIEN (A. Zanchi, mit Beiträgen von C. Morelli und S. Zanchetta)

3.1. - DIE STÖRUNGEN ZWISCHEN OSTALPIN UND SÜDALPIN

Die heutige Verteilung der tektono-metamorphen Einheiten im Blatt „Meran“ steht in direktem Zusammenhang mit den großen, ab dem Oligozän aktiven Störungszonen, die oftmals auch die wichtigsten Einheiten begrenzen. Die Entwicklung dieser Strukturen beginnt in der Regel im duktilen Regime, um später in seichter gelegene, duktil-spröde und schließlich spröde Strukturen überzugehen. Das Periadriatische Lineament stellt hierbei die bedeutendste Struktur im

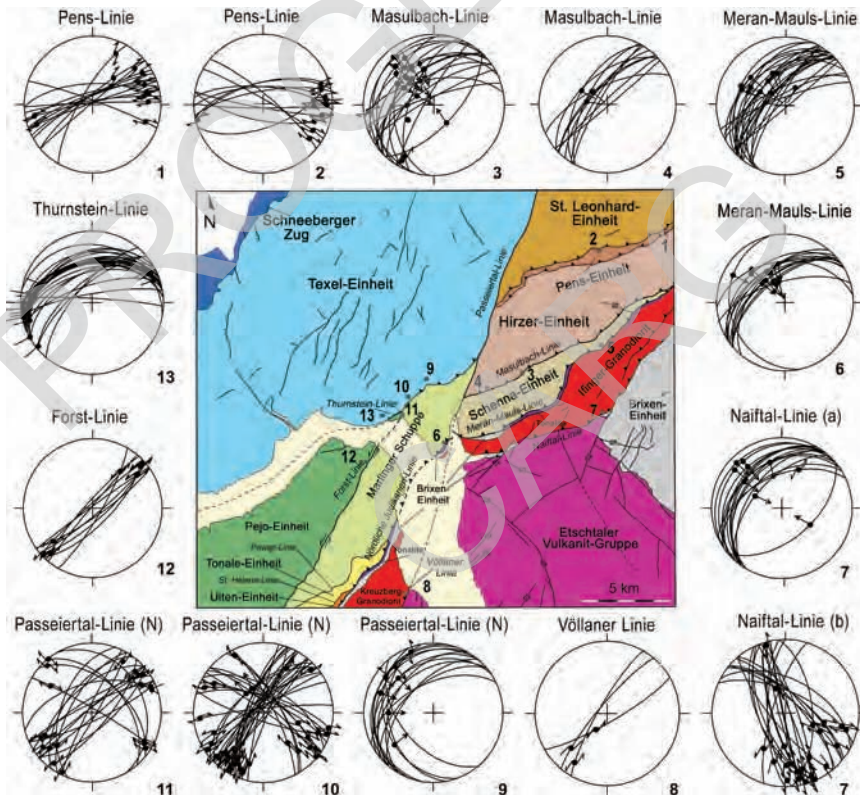


Abb. 101 - Tektonische Übersichtskarte des Blattes 013 „Meran“ mit einer Darstellung der Strukturdaten zu den wichtigsten tektonischen Linien. Die Störungsfächen mit Strömungen sind durch Großkreise mit Pfeilen dargestellt, die mylonitischen Foliationen durch Großkreise mit Strichen, welche die Bewegung des Hangendbereiches angeben.

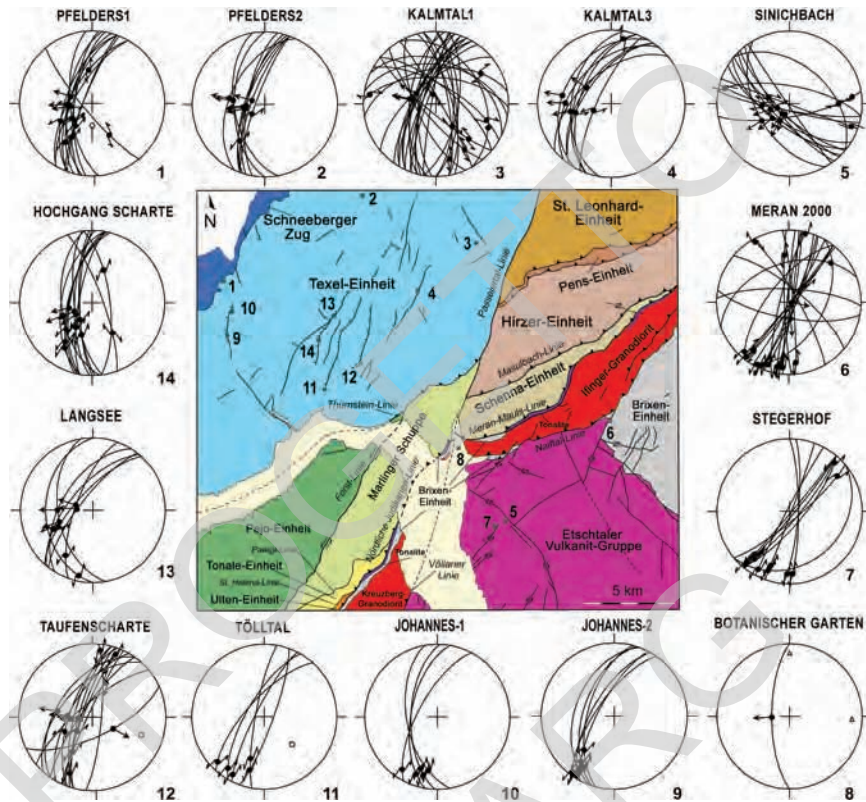


Abb. 102 - Tektonische Übersichtskarte des Blattes 013 „Meran“ mit einer Darstellung der Strukturdaten zu den untergeordneten tektonischen Linien.

Blattbereich „Meran“ dar. In diesem Alpenbereich verläuft die Linie in Richtung NE-SW und damit schräg zu ihrem eigentlichen E-W-Verlauf weiter im Osten und im Westen. Die Beziehungen zwischen der Periadriatischen Linie und der Judikarien-Linie wurden von PROSSER (2000) und von VIOLA *et alii* (2001) erörtert. Laut diesen Autoren bildet der NE-SW orientierte Abschnitt der Nördlichen Judikarien-Linie einen kompressiven Abschnitt (*restraining bend*) entlang der Periadriatischen Linie, der einen aufschiebenden Charakter und nicht eine dextrale Bewegung, wie in den E-W gerichteten Sektoren, aufweist. Im ganzen Gebiet treten NE-SW-streichende und steil nach NW einfallende Mylonitzonen auf. Streckungslineare parallel zur Fallrichtung belegen eine SE-gerichtete Bewegung und somit die Überschiebung des Ostalpins auf das Südalpin.

Die spätere Aktivierung von spröden, sinistralen Seitenverschiebungen (PROSSER, 2000; VIOLA *et alii*, 2001) entlang der Nördlichen Judikarien-Linie verstärk-

te nur die ursprüngliche gebogene Form dieses eigentümlichen Abschnittes der Periadriatischen Linie. Außerdem verstärkte sich so der scheinbare Versatz und summierte sich teilweise zur Überschiebung des Ostalpins auf das Südalpin, um sich dann unabhängig davon im Passeiertal mit der Bildung der gleichnamigen Linie fortzusetzen. Bereits SPIESS *et alii* (2001) unterscheiden zwei getrennte Abschnitte der Passeiertal-Linie, eine südliche Passeiertal-Linie, die den unteren Vinschgau auf der Höhe von Forst (*Foresta*) und Gratsch (*Quarazze*) quert, und eine nördliche Passeier-Linie, die längs des Passeiertals verläuft (Abb. 101).

3.1.1. - *Periadriatisches Lineament - südlicher Abschnitt* (*nördliche Judikarien-Linie*)

Der Abschnitt der Überschiebung des Ostalpins auf das Südalpin zählt südlich von Meran zur Nördlichen Judikarien-Linie (PROSSER, 2000) und zeigt sich hier in grünschieferfaziellen Mylonitzonen, die am tektonischen Kontakt der beiden Großeinheiten mittel bis steil nach NW einfallen. Ihr Verlauf wird am Hauptkontakt von linsenförmigen, einige Meter mächtigen, syntektonischen Tonalitschuppen unterstrichen. Die Tonalite treten kontinuierlich von den Erbenhöfen (*masi Erben*) und dem Bach SE von Pawigl (*Pavicolo*) fast bis zum Schloss Leberberg (*Castello Monteleone*) W von Tschermers (*Cermes*) auf. Die Tonalite (TLG) zeigen eine schwache bis stark ausgeprägte Schieferung, die durch die Ausrichtung der Amphibole unterstrichen wird, wobei deren Längsachse (c) subhorizontal und parallel zur Störungsfläche eingeregelt wird.

Im Hangenden der Nördlichen Judikarien-Linie treten vorwiegend Paragneise (TTP) der Tonale-Einheit mit reichlich vorkommenden, gering deformierten Pegmatiten auf. Im Nahebereich der Störung sind sie durch Mylonite und Phyllonite gekennzeichnet, welche eine ausgeprägte Kornverkleinerung erfuhren und häufige S-C- und S-C'-Gefüge, vor allem in den quarzreichen Abschnitten, aufweisen. Das mylonitische Gefüge wurde nahezu durchgehend von einer kataklastischen Deformation überprägt und damit unkenntlich gemacht.

Im Liegenden der Linie treten kontinuierlich Tonalite mit bis zu einigen Zehnermetern Mächtigkeit auf und trennen das Ostalpin von den Phylliten der Brixen-Einheit (Südalpin). Die Phyllite zeigen eine kontaktmetamorphe Überprägung und häufig aplitische bis mikrogranitische Injektionen. Diese kontaktmetamorph überprägten Gesteine treten über eine Breite von 50–300 m und mit einem primären Kontakt um den nördlich gelegenen permischen Kreuzberg-Pluton herum auf. Die Tonalite weisen mylonitische und kataklastische Scherzonen mit einer entsprechenden Kornverkleinerung auf. Letztere wird manchmal von einer mylonitischen Schieferung aus Hellglimmer und Chlorit begleitet.

Entlang der Störungsfläche wurde in der Nähe von Tschermers im Raffener Gra-

ben (*Maso Corona*) auf einer Höhe von ca. 720 m eine etwa 1 m mächtige Lage aus stark deformierten Sedimentgesteinen zwischen Tonaliten und ostalpinen Paragneisen vorgefunden. Es handelt sich hierbei um fein geschichtete Kalksteine in Wechsellagerung mit Tonschiefern und schwarzen Kalkglimmerschiefern. Diese Lage ist wahrscheinlich den südalpinen mesozoischen Sedimenten zuzuordnen (Abb. 104c). An dieser Stelle fällt die Überschiebungsfläche flach nach Norden ein; die Falten und konjugierten Überschiebungen in den Sedimenten zeigen eine Bewegung des Hangenden nach SE.

3.1.2. - *Periadriatisches Lineament - nördlicher Abschnitt* (*Meran-Mauls-Linie*)

Ab Meran schwenkt die Periadriatische Linie in Richtung NE-SW um und trennt sich deutlich von den späteren Seitenverschiebungen, die sich im Zuge des Nördlichen Judikarien-Systems entwickelten. Dieser Abschnitt wird als Meran-



Abb. 103 - Übersichtsfoto auf die Meran-Mauls-Linie von den Hängen des Vigiljochs (*Monte di San Vigilio*) gesehen.

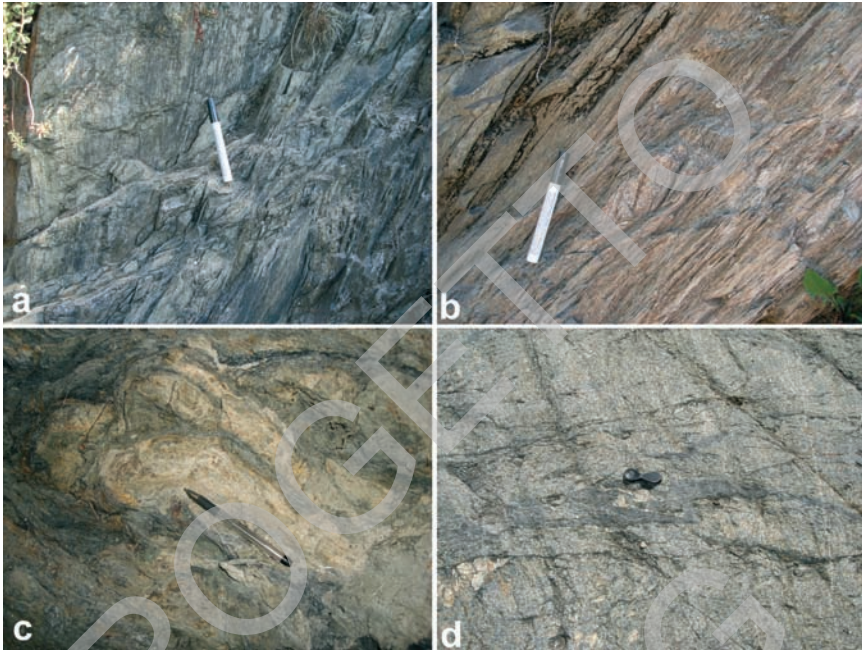


Abb. 104 - a) Phyllonite mit Streckungslinearen entlang der Periadriatischen Linie (Pulverturm/ Torre delle Polveri, Tappeiner Promenade/Passeggiata Tappeiner); b) geschieferte Phyllonite entlang der Periadriatischen Linie (Pulverturm, Tappeiner Promenade); c) deformierte Karbonate und Tonschiefer entlang der Periadriatischen Linie (Graben SW von Tschermers/Cermes); d) deformierte Pseudotachylite in den mylonitischen ostalpinen Paragneisen im Hangenden der Periadriatischen Linie (Segenbühel/Monte di San Benedetto, Dorf Tirol/Tirol, Meran).

Mauls-Linie bezeichnet (Abb. 101 und 102). Der Kontakt zwischen Ostalpin und Südalpin ist bei Meran und südlich des Zmaierhofs (*maso Zmaier*) und des Eggerhofs (*maso Egger*, Schenna/*Scena*) bis auf den Kamm nördlich der Ifingerhütte (*Rifugio Ivigna*) gut aufgeschlossen (Abb. 103). Weiter südlich im Ultental ist die Periadriatische Linie durch kataklastische Zonen gekennzeichnet, die innerhalb des Kreuzberg-Granodiorits, der umgebenden südalpinen Phyllite und der Paragneise der ostalpinen Tonale-Einheit auftreten. Zwischen Meran und dem Grossen Ifinger (*Picco Ivigna*) ist die Periadriatische Linie als breite Scherzone mit Kataklastiten und Ultrakataklastiten im Mehrmeterbereich entwickelt. Hinzu gesellen sich oftmals Pseudotachylite, teilweise foliiert, und Meter mächtige Mylonitbänder mit grünschieferfaziellen Linearen (Abb. 104 und 105; Tappeiner Promenade/*passeggiata Tappeiner*, Zmaierhof). Im Graben südlich des Zmaierhofs tritt zwischen den mylonitischen ostalpinen Gneisen und den Tonaliten eine mehrere Meter mächtige, gelbliche Dolomitlinse (*MOC*) auf: Diese Schuppe ist

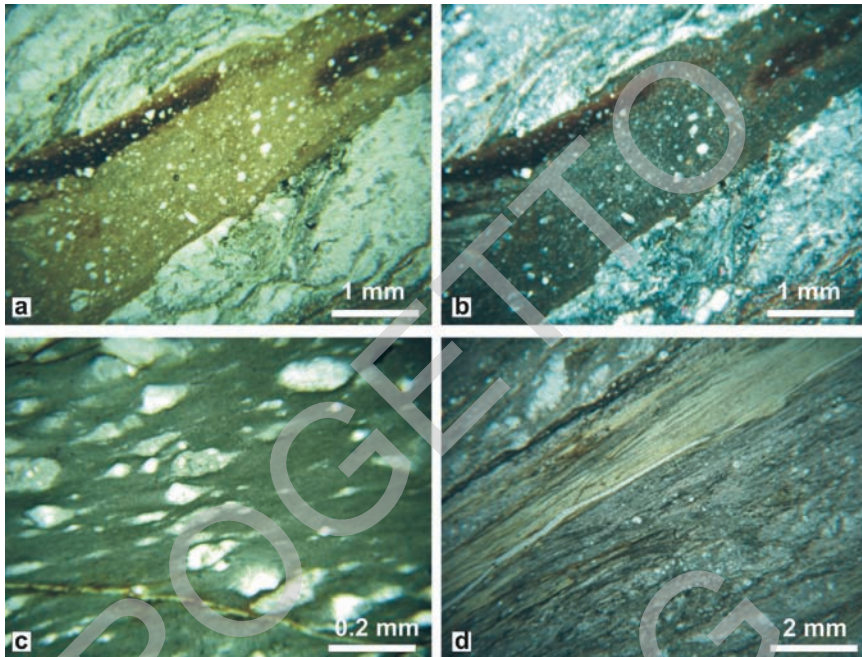


Abb. 105 - Mikrogefüge der Störungsgesteine entlang der Periadriatischen Linie: a) Pseudotachylit-Ader mit Klasten von Quarz und Plagioklas in den ostalpinen Gneisen (Segenbühel/Monte di San Benedetto), II Nicols; b) dasselbe Bild unter X Nicols; c) Mylonit aus älteren Pseudotachylit-Adern mit duktiler Deformation und Entwicklung von σ -Klasten (Segenbühel); d) Serizit-Chlorit-führende Phyllonite im südalpinen Grundgebirge (Tappeiner Promenade/Passeggiata Tappeiner, Meran).

wahrscheinlich der südalpinen Sedimentdecke zuzuordnen und möglicherweise in die Trias zu stellen ist.

Die Meran-Mauls-Linie ist im oberen Stadtbereich von Meran gut abgeschlossen und quert das östliche Ende der Tappeiner Promenade in der Nähe des Pulverturms (*Torre delle Polveri*). Zwischen diesem und dem Tappeiner-Denkmal erkennt man mächtige Mylonitbänder mit einer markanten Kornverkleinerung und deutlichen Streckungslinearen subparallel (Pitch 70°) zu den mit ca. 60° nach WNW einfallenden Störungsflächen (Abb. 101). S-C-Gefüge und C'-Flächen deuten auf eine südvergente Bewegung des Hangenden hin. Im selben Aufschluss kommen auch Kataklastite vor, welche die mylonitische Schieferung mit ähnlich aufschiebender Kinematik und Striemungen in Übereinstimmung mit den hier beobachteten Streckungslinearen überprägen.

Im Bereich von Meran und Schenna (*Scena*) wird das Liegende der Störung vom Ifinger-Pluton und den umgebenden Phylliten eingenommen. Beide zeigen breite Mylonitstreifen (Abb. 103 und 33). Mylonitische Gneise treten außerdem

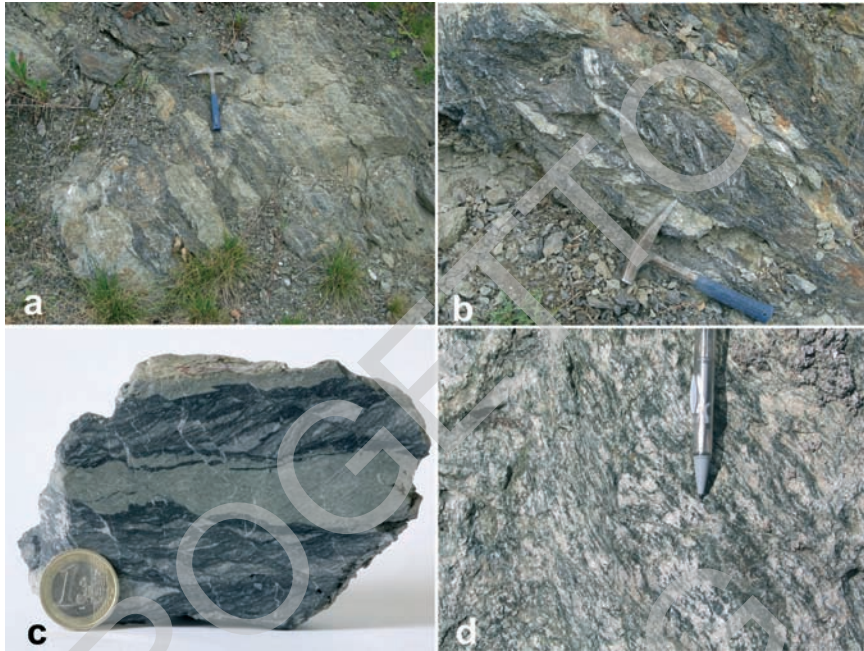


Abb. 106 - Störungsgesteine entlang der Periadriatischen Linie bei St. Zeno, Meran: a) Ultrakataklasitlagen entlang der Periadriatischen Linie; b) folierte Ultrakataklasite (ostalpine Gneise) im Hangenden der Tonalite; c) Probe eines mylonitisch-kataklastischen Störungsgesteins aus dem Aufschluss in Bild b; d) mylonitische Tonalite.

mit erheblicher Mächtigkeit im Hangenden der Störung auf. Besonders interessant ist die Situation am Segenbühel (*Monte di San Benedetto*), wo ultrakataklastische Zonen und vergesellschaftete Pseudotachylite die mylonitischen ostalpinen Gneise durchschlagen und ihrerseits selbst duktil verformt werden (Abb. 104).

Vom Segenbühel (*Monte di San Benedetto*) kann die Linie in Richtung NE-SW bis ins Gewerbegebiet St. Zeno, knapp nördlich von Meran im Passeiertal, verfolgt werden. Hier sind Ultrakataklasitstreifen gut zwischen Tonaliten und ostalpinen Paragneisen aufgeschlossen (Abb. 106). Ab hier wird die Linie von den Alluvionen der Passer überdeckt. Auf der linken Seite des Passeiertals verläuft der erste aufgeschlossene Abschnitt in Richtung E-W bis östlich von St. Georgen (*San Giorgio*). Außerdem scheint die Linie hier durch eine sinistrale Seitenverschiebung entlang des Bachbettes der Passer und unterhalb der jüngeren Sedimente um ca. 0,5–1 km versetzt zu sein.

Im Nahbereich der Meran-Mauls-Linie zeigen die Gesteine im Liegenden wie im Hangenden eine starke mylonitische Überprägung. Diese Tatsache deutet auf eine Deformation in strukturell tieferen Bereichen gegenüber dem südlichen Ab-

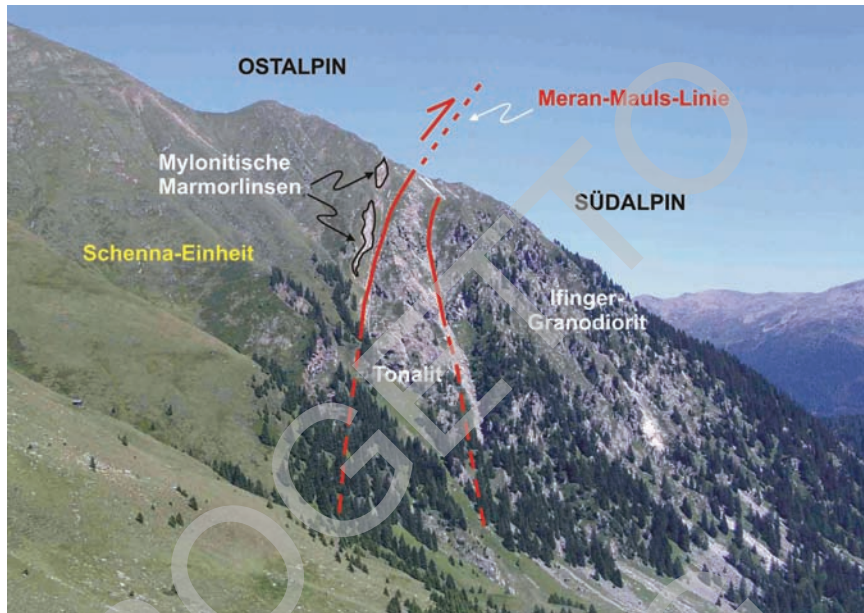


Abb. 107 - Übersichtsfoto des Periadriatischen Lineaments (Meran-Mauls-Linie) im Sarntal (Val Sarentino) im Bereich des Grünangertals (Valle del Pascolo Verde).

schnitt hin. Bis zum Bannwald (*bosco Bandita*) tritt im Liegenden wieder ein Phyllitstreifen auf, während nördlich davon direkt der Ifinger-Granodiorit und nur stellenweise dünne Streifen des Nebengesteins bis an die Linie heranreichen. Auch hier sind längs der Störungsflächen Tonalitlinsen aufgeschlossen, die dieselben Eigenschaften zeigen wie jene im südlichen Abschnitt. Nur im Bereich von Meran fehlen die Tonalite abschnittsweise oder sind stark ausgedünnt (< 1 m).

Im Bereich westlich des Grossen Ifinger ist die Meran-Mauls-Linie durch örtliche Mylonit- und Kataklastitlagen im Meter oder Mehrmeterbereich gekennzeichnet. Die hauptsächlichen Kataklastezonen folgen dabei nicht genau der Grenze zwischen Tonaliten und mylonitischen ostalpinen Gneisen. Im NE der Ifinger Hütte liegt die Hauptkataklastezone für einige wenige Meter in den ostalpinen Gneisen. Die aufgemessenen kataklastischen Scherflächen entlang der Periadriatischen Linie fallen mit 40° – 60° Neigung nach $N300^{\circ}$ bis $N340^{\circ}$ ein.

Von Plattenjoch (*Giogo delle Laste*) bis ins Grünangertal (*Valle del Pascolo Verde*) verläuft die Linie in Richtung NE-SW. Die Scherzone am Kontakt ist durch niedriggradige Ultramylonite und einer Überprägung durch dünne (max. 1 m), sehr feinkörnige schwarze Kataklastitlagen gekennzeichnet. Am Kontakt selbst treten Tonalite in einem dünnen und nicht durchgehenden Streifen von maximal wenigen Metern Mächtigkeit auf. Größere Tonalitkörper (bis in den Hun-



Abb. 108 - Duktile Deformationsbereiche (Ultrakataklasite und Mylonite) im Ifinger-Granodiorit im Nahbereich der Meran-Mauls-Linie (Grünangertal/Valle del Pascolo Verde).

dertermeterbereich) mit cm-großen, eingeregeltten Amphibolen treten im Grünangertal auf. Sowohl der Ifinger-Granodiorit (IVG) als auch die Tonalite (TLG) sind am Kontakt zum ostalpinen Grundgebirge im Meterbereich mylonitisch und kataklastisch ausgebildet.

Die ostalpinen Gneise, Marmore und Quarzite, die im Hangenden der Periadriatischen Linie auftreten sind hingegen stärker deformiert und zeigen oftmals ein mylonitisches Gefüge mit einer mylonitischen Schieferung parallel zu den Ultramyyloniten entlang des Hauptkontaktes (Abb. 106).

Insbesondere die Marmore, die wenige Meter über dem Kontakt in Meter mächtigen Lagen vorkommen, sind durchwegs stark *boudiniert* (Abb. 107). Manchmal werden sie in der Nähe zum Kontakt von bis zu Meter mächtigen Extensionsadern durchquert. Im Allgemeinen schwankt die Orientierung der Schieferung in den Myloniten und den Kataklastiten nur geringfügig und fällt mit 40°–50° Neigung zwischen N300° und N320° ein. Besonders in den Marmoren erkennt man Streckungslineare nahezu parallel zur Fallrichtung. Weniger markante Streckungslineare entlang der Linie finden sich auch in anderen Bereichen in den ostalpinen Quarziten.

Im Grünangertal (*Valle del Pascolo Verde*) und im Kar SE des Grubenkop-

fes (*Monte delle Fosse*) zeigt der Ifinger-Granodiorit lokale Mylonitzonen von begrenzter Mächtigkeit. In einigen Aufschlüssen auf der linken Seite des Grünangertals kann man eine mylonitische Schieferung beobachten. Die Intensität der Deformation nimmt in Richtung Störungszone fortlaufend zu. Das Spektrum reicht von protomylonitischen Gefügen (z.B. knapp nördlich der Ruine im Talgrund bei 1668 m), wo die Granodiorite ein schwaches Augengefüge ausbilden, bis zu Abschnitten mit starker Kornverkleinerung und einer immer ausgeprägteren Schieferung (Abb. 108).

3.2. - TEKTONISCHE LINIEN IM OSTALPIN

3.2.1. - *Thurnstein-Linie*

Im südlichen Abschnitt der Texel-Einheit tritt bei Schloss Thurnstein (St. Peter/S. Pietro, SW von Dorf Tirol/Tirol) eine sehr bedeutende tektonische Störung auf, die zum Teil schon früher bekannt war (DAL PIAZ GB., 1936; DIETZEL, 1960) und auf Blatt „Meran“ im Maßstab 1:100.000 eingezeichnet wurde. Die Auslegung dieser Störung ist kontrovers (SPIESS, 1995; SPIESS, 2001a; VIOLA *et alii*, 2001). Diese Struktur besteht aus einem breiten Mylonitband in Orthogneisen und Paragneisen, dem grünschieferfaziellen Thurnstein-Mylonit (VIOLA *et alii*, 2001). Die Scherzone verläuft flach bis mittel geneigt in Richtung ENE-WSW und zeigt subhorizontale Streckungslineare, während die Bewegungsindikatoren aus S-C- und S-C'-Gefügen sowie asymmetrischen Kalifeldspat-Porphyrklasten eher auf eine sinistrale Abschiebung hindeuten (Abb. 101). Nach VIOLA *et alii* (2001) könnten diese Mylonite die südwestliche Verlängerung der Jaufen-Linie darstellen, die ihrerseits an die Fortsetzung der Brenner-Linie gebunden ist. Nach dieser Interpretation wären die Jaufen-Mylonite durch die sinistrale Seitenverschiebung der Passeiertal-Linie für rund 15 km nach Süden versetzt und somit in ihre heutige Lage westlich von Meran gebracht worden.

Die neuen Daten bestätigen eindeutig die Rolle der Thurnstein-Mylonite als Südgrenze der Texel-Einheit, die hier in Kontakt zu den Einheiten der Ortler-Campo-Decke steht. Dasselbe Mylonitband scheint sich auf der rechten Seite des Vinschgaus, nämlich am nördlichen Hangfuß unterhalb der Naturnser Hochwart (*Guardia Alta di Naturno*) fortzusetzen. Mylonite dieser Scherzone sind außerdem gegenüber von Töll (*Tel*) im unteren Vinschgau aufgeschlossen. Die bedeutenden Unterschiede in Zusammensetzung und tektono-metamorpher Entwicklung der jeweiligen Liegend-Einheiten der Jaufen-Linie bzw. Thurnstein-Linie sprechen gegen die Interpretation von VIOLA *et alii* (2001). Außerdem legen die verschiedenartig orientierten Streckungslineare in den Myloniten dieser beiden Störungen

nahe, dass diese getrennt berücksichtigt werden sollten, wie auch ROSENBERG *et alii* (2007) vorgeschlagen. Der Versatz zwischen den Jaufen-Myloniten und den Thurnstein-Myloniten könnte zum Teil an eine ursprüngliche Transferzone, welche die beide Scherzonen nebeneinander stellte und später von der Passeiertal-Linie reaktiviert wurde, geknüpft sein. Nach dieser Interpretation würde der Versatz entlang der Passeiertal-Linie geringer sein als bisher angenommen wurde.

3.2.2. - Masulbach-Linie

Diese Scherzone hat bedeutende Ausmaße und reicht über den ganzen Hang im Norden des Masulbachs (*Rio Masul*), d.h. orographisch rechts von der Höngspitze (*Punta del Re*) bis in den Talboden des Masulbachs SE von Saltaus (*Salusio*). Es handelt sich um eine Zone aus mylonitischen Glimmerschiefern und Paragneisen sowie mylonitische Orthogneise mit seltenen Amphibolitlagen. Bei stärkerer und konzentrierterer Deformation sind die Schieferlagen in sehr feinkörnige Ultramylonite mit einer geringen Anzahl an Porphyroklasten umgewandelt. Die mylonitische Deformation ist durch eine bevorzugte Ausrichtung von Hellglimmer, Chlorit und Quarzreihen gekennzeichnet. Lokal treten S-C-Gefüge und auf den Schieferungsflächen Strömungen auf, die an die Einregelung von Quarz gebunden sind. Die Einfallsrichtung der Schieferung ist recht konstant zwischen N310° bis N330°, die Fallwinkel schwanken zwischen 50°–75°. Die Linien tauchen mit 40°–50° nach N300° bis N320° ab. In Abb. 101 sind die Strukturen entlang der Straße Verdins-Tal (*Verdines-Talle*) nahe der Brücke über den Masulbach und entlang der Straße von Oberkirn (*Maso di Sopra*) nach Videgg (*Viadacqua*) dargestellt.

Südlich der Meran-Mauls-Linie wird diese Scherzone durch einen geringer deformierten Kristallinabschnitt der Schenna-Einheit begrenzt. Das Grundgebirge besteht hier aus Sillimanit-führenden Granatglimmerschiefern und Granat-Sillimanit-führenden Biotitgneisen. Es wurde von der Deformationsphase D₃ verfaltet und ist häufig von Kataklasitzonen unterbrochen, wurde jedoch von der starken duktilen Deformation entlang der obgenannten Masulbach-Scherzone kaum berührt.

Die mylonitische Masulbach-Scherzone wurde in der Folge unter spröden Bedingungen reaktiviert. Dies wird von einer mehr oder weniger stark ausgebildeten kataklastischen Überprägung belegt. Verbreitet findet man mm-dünne Kataklasitlagen längs der Schieferung; örtlich und vermehrt in den Einschnitten sind schwarze metermächtige feinkörnige Kataklasitzonen zu beobachten, die teils entlang der mylonitischen Schieferung, manchmal auch quer dazu verlaufen. Die Kataklasen fallen mit 50°–80° nach N60° bis N80°. Die oberflächennahen Kataklasite weisen eine starke Zerklüftung bei schwächer ausgeprägter Kornver-

kleinerung auf. Sie treten entlang der Masulbach-Linie selten auf, was auf eine geringe Reaktivierung in den letzten Bewegungsphasen hindeutet. Die mächtigsten (bis zu einigen Metern) Kataklastite kommen entlang der Straße nach Videgg (*Viadacqua*) und südlich der Hönigspitze (*Punta del Re*) vor. Die strukturellen Eigenschaften dieser Scherzone sind am südlichen Kamm der Hönigspitze und am Wanderweg vom Passeiertal auf den Hirzer (*Punta Cervina*) besonders gut aufgeschlossen. Auch längs der linken Seite des Passeiertals wurden knapp südlich des Masulbaches örtliche Kataklastitlagen im Dezimeterbereich beobachtet.

Im Nahbereich dieser Scherzone wurden auch ENE-WSW-gerichtete Aufschiebungen und konjugierte Seitenverschiebungen beobachtet, die mit der Kinematik der Scherzonen übereinstimmen. In einigen schwer zugänglichen Aufschlüssen im oberen Abschnitt des Masulbaches wurden auf einer Höhe von ca. 1600 m reichlich Pseudotachylite an solchen Begleitstörungen angetroffen.

3.2.3. - *Penser Linie*

Diese Scherzone erreicht eine Mächtigkeit von einigen Hundertermetern und

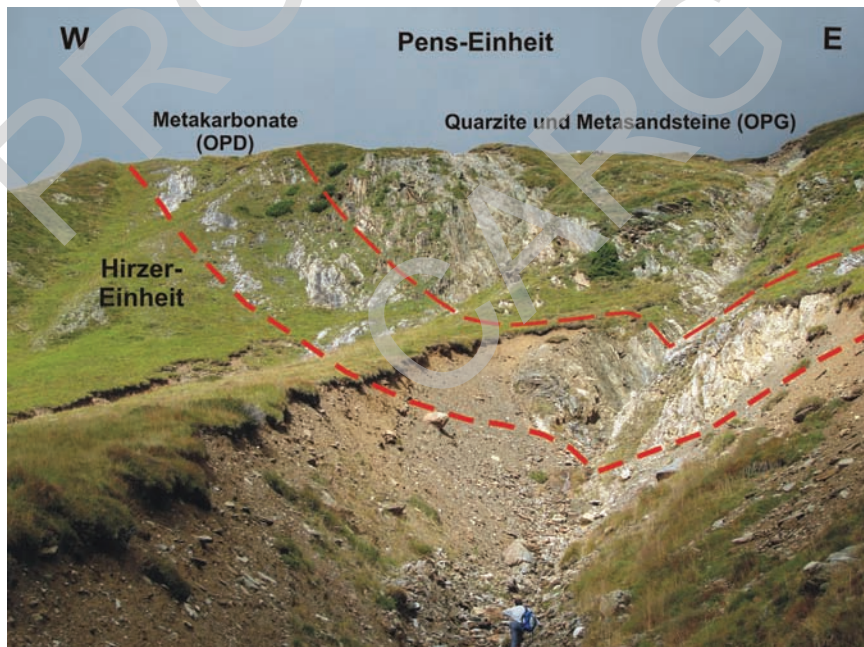


Abb. 109 - Mylonitzone am Kontakt mit der Pens-Einheit, im Talschluss des Unterbergts (Valle di Sottomonte). Die Metasedimente zu deutlich zu erkennen.

erstreckt sich vom Unterbergtal (*Valle di Sottomonte*) im Sarntal (*Val Sarentino*) (Abb. 101) über das hintere Fartleystal (*Valtellese*) im Pässeiertal bis zum Grafeistal (*Rio di Graves*) und noch weiter bis in den Pässeierer Talgrund. Sie verläuft dabei südlich des Hochalplspitz (*Cima dell'Alpetta*) und nördlich des Prantachkogels (*Monte Prantago*). Die Linie endet im Bereich der Passer, wo sie von der Pässeiertal-Linie versetzt wird.

Es handelt sich um eine breite Scherzone, welche die gesamte Pens-Einheit umfasst. Diese besteht aus einem mächtigen Streifen von hellen Orthogneisen mit ausgeprägt mylonitischem Gefüge sowie einigen Metasedimentschuppen des Ostalpins (Abb. 109). Die Scherzone erstreckt sich in Richtung Osten noch für einige Zehnerkilometer und umschließt dort mächtige Schuppen von triassischen Dolomiten (Dolomite mit *Diplopora anulata*) und Metakonglomeraten permotriassischen Alters (als „*Maulser Verrucano*“ bekannt). In den Bereichen stärkerer und konzentrierterer Deformation treten dunkle, sehr feinkörnige Ultramylonitlagen auf.

Die Scherzone besitzt eine komplexe Struktur, die sich wahrscheinlich im Zuge mehrerer Deformationsphasen entwickelte. Im Allgemeinen findet sich eine mylonitische Schieferung, die durch die Einregelung von Hellglimmer, Chlorit



Abb. 110 - Mylonitische Orthogneise der Penser Scherzone: Man erkennt S-C'-Gefüge, die einen dextralen Schersinn aufzeigen (Weißebachtal/Valle di Rio Bianco).

und Quarzzeilen nachgezeichnet wird. Diese Schieferung kommt sowohl in den Metakonglomeraten als auch in den Orthogneisen der deformierten Abschnitte vor und fällt recht konstant mit 50° – 75° nach $N320^{\circ}$ bis $N350^{\circ}$ ein. An vielen Stellen erkennt man Streckungslineare aus eingeregelteten Chloritlamellen und Quarz. Diese weisen eine variable Orientierung von senkrecht (*dip-slip*) bis schräg verlaufend auf. Wahrscheinlich sind sie mit einer ersten Aufschiebungsphase in Verbindung zu setzen.

In Richtung Süden steht diese Scherzone in Kontakt zu einem geringer deformierten Kristallin aus Kyanit-Chlorit-führenden gebänderten Paragneisen und Biotitparagneisen; darin treten häufig NE-SW-orientierte, Dezimeter bis Meter mächtige mylonitische und kataklastische Scherbändern mit Chlorit und Hellglimmer auf.

Später wurde die mylonitische Scherzone sprödduktil und schließlich spröde reaktiviert. Dies äußert sich in den mehr oder wenig stark ausgeprägten Kataklastenphänomenen. Das gesamte Gebiet ist durch eine dextrale Kinematik mit

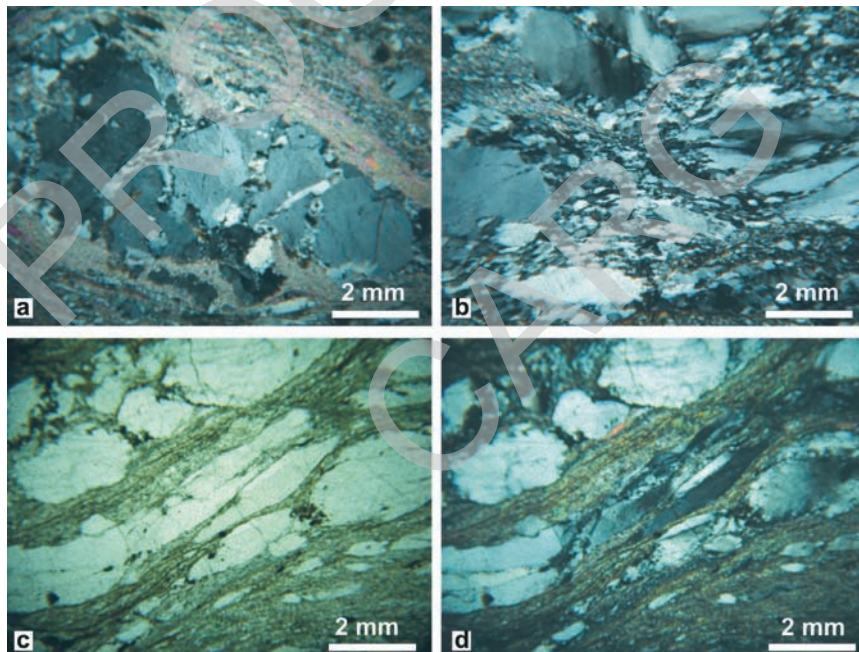


Abb. 111 - Mikrogefüge der Störungsgesteine entlang der Penser Linie: a) zerbrochener Kalifeldspat-Porphyroklast in einer beginnenden mylonitischen Schieferung aus Serizit; b) dynamische Rekristallisation von Quarz in derselben Probe aus Bild a; c) Phyllonite mit Quarzlinsen und kleinen Quarzlagen; man beachte die starke Auslängung (aspect ratio) durch die dynamische Rekristallisation; d) Bild c unter X Nicols.

einer leichten Schrägkomponente, welche wahrscheinlich eine Aufrichtung der Strukturen verursachte, gekennzeichnet. Entlang der Hauptkontakte und innerhalb der Deformationszone erkennt man deutlich Scherzonen mit S-C-Gefügen und C'-Flächen, die eine dextrale Bewegung aufzeigen (Abb. 110). Metermächtige Lagen von schwarzen, feinkörnigen Ultrakataklasiten sind ebenfalls häufig und entwickeln sich teils parallel, teils schräg zur mylonitischen Schieferung. Die Kataklastenflächen fallen mit 65° – 70° zwischen N180°–200° und N320°–350° ein. Häufig treten auf den Scherflächen Quarzfasern auf, die auf eine dextrale Seitenverschiebung hindeuten; andere Scherflächen verlaufen NE-SW und sind von Aufschiebung gekennzeichnet (Abb. 110).

3.2.4. - Nördliche Judikarien-Linie / Passeiertal-Linie

Südlich von Meran ist die Nördliche Judikarien-Linie von Kataklasten begleitet, welche die Mylonite am Kontakt zwischen Ostalpin und Südalpin überprägen. Sie besteht aus einem System von sinistralen Seitenverschiebungen, das sich auf den älteren Myloniten der früheren Überschiebungen dieser beiden Großeinheiten entwickelt. Die Struktur streicht NNE-SSW und ist zwischen Schloss Eschenlohe (*Castel d'Ultimo*) und Schloss Leberberg (*Castello Monteleone*) gut aufgeschlossen. Die Hauptstörungsfläche fällt mit ca. 70° nach N300° ein und wird von Kataklasten und Störungsbreccien begleitet, die auf eine oberflächennahe Deformation hinweisen (Abb. 101). Die Bewegungsindikatoren zeigen eine sinistrale Seitenverschiebung mit einem Pitch zwischen 0° und 30° . Zusätzlich sind an der Hauptstörung auch Aufschiebungsflächen vorhanden, die mit 40° – 45° in dieselbe Richtung einfallen.

Der nördliche Fortsatz der späten Seitenverschiebungen des Judikarien-Systems im Etschtal und bei Meran ist aufgrund der mächtigen quartären Bedeckungen in ihrem Verlauf ungesichert und problematisch. Wenig nördlich von Meran, im Bachbett der Passer, erscheint die Meran-Mauls-Linie eindeutig versetzt (scheinbarer Horizontaleversatz von ca. 0,5–1 km) und zeigt eine veränderte Geometrie, die auf eine Schleppwirkung der Seitenverschiebungen zurückzuführen sein könnte.

Nördlich von Meran wird die Nördliche Judikarien-Linie als „Nördliche Passeiertal-Linie“ bezeichnet (SPIESS *et alii.*, 2001a). Die Hauptstruktur liegt unter den rezenten Alluvionen im Talboden verborgen. Das Auftreten einer bedeutenden NNE-SSW-streichenden Struktur wird allerdings vom geraden Verlauf des Passeiertals und dem markanten strukturellen Unterschied auf beiden Talseiten mit ausgesprochen verschiedenen tektono-metamorphen Einheiten belegt. Außerdem enden sämtliche tektonische Hauptscherzonen der linken Talseite abrupt im Talboden des Passeiertals. Mitunter werden Störungen, wie z.B. die Penser Li-

nie, durch die sinistrale Lateralbewegung der Passeiertal-Linie von ihrer Hauptstreichrichtung abgelenkt. Die Analyse zahlreicher Kataklasitaufschlüsse im Talboden zeigt Strukturen, die in Kinematik und Geometrie mit der Passeiertal-Linie übereinstimmen; allerdings überwiegen sekundäre Störungssysteme mit oft komplexer Geometrie und Kinematik. Die Passeiertal-Linie endet im Bereich der Jaufen-Linie bei St. Leonhard in Passeier (*S. Leonardo in Passiria*) (außerhalb des Kartenblattes).

3.2.5. - *Forst-Linie (südliche Passeiertal-Linie)*

Diese Störung wurde von SPIESS *et alii* (2001a) erkannt und zum Teil beschrieben. Die Autoren interpretieren diese Störung als südliche Abzweigung der Passeiertal-Linie (Südliche Passeier-Linie; Abb. 101). Angesichts ihres Verlaufs wird hier die Bezeichnung „Forst-Linie“ verwendet. Diese Störung ist in seismotektonischer Hinsicht von grundlegender Bedeutung (Abb. 113), da sich die Epizentren des Erdbebens von 2003 entlang dieser Linie aufreichten (CAPORALI *et alii*, 2005).

Die Scherzone der Forst-Linie verläuft von der Ortschaft Forst (*Foresta*), bei der gleichnamigen Brauerei, in Richtung Süden durch den Wassertalgraben bis über das Vigiljoch hinaus. Sie trennt die Pejo-Einheit (Ortler-Campo-Decke) im Westen von der Marlinger Schuppe im Osten. Der Verlauf der Scherzone wird durch verschieden mächtige Mylonitbänder und spätere Kataklasite bis Ultrakataklasite markiert. Bei Senn am Egg, entlang eines künstlichen Anschnittes auf einer Höhe von 700 m, kann man Zehnmeter mächtige mylonitische bis ultramylonitische Quarzite beobachten. Die Mylonite sind durch Falten mit subhorizontaler, parallel zu den Myloniten verlaufender Achse krenuliert. Im Bereich des Grabens treten auf 700 m sowie auf ca. 1000 m schwarze Kataklasite und Ultrakataklasite bis maximal einem Meter Mächtigkeit auf. Im Bereich des Vigiljochs (*Giogo di S. Vigilio*) ist die Störung auch morphologisch erkennbar. Hier führt sie zu einer deutlichen Senke von der St. Vigilius Kirche für rund einen Kilometer in Richtung Norden. Im Nahbereich der Kirche selbst treten *Boudins* von Marmoren und pegmatitischen Gneisen zwischen den mylonitischen Schieferungsflächen der Störung auf. In Richtung Süden kann man einer Kataklasenzone bis zur Bärenbadquelle (*Sorgente dell'Orso*) auf einer Höhe von 1785 m folgen. Wahrscheinlich teilt sich der südliche Abschnitt der Forst-Linie in mehrere kleine Seitenarme. Eine mögliche südliche Fortsetzung der Forst-Linie könnte der spröde Deformationsstreifen am Kontakt zwischen Orthogneisen (*OOR*) und Staurolith-führenden Glimmerschiefern (*OMI*) im N-S-verlaufenden Bacheinschnitt nahe der Guggenbergeralm, bei Kote 1749 m, darstellen. Noch weiter südlich finden sich die Kataklasite sowohl am Kontakt zwischen den beiden Lithologien als auch innerhalb

derselben in Form von kleineren Bändern. Zum selben System könnten auch die Zehnermeter mächtigen Kataklasite und Ultrakataklasite wenige Meter südlich der Naturnser Alm (*Malga di Naturno*) zählen. Diese Kataklasitzone könnte sich im Bereich der St. Vigilius Kirche mit der Forst-Linie vereinen.

Weitere untergeordnete Mylonit- und Kataklasitbänder stehen in Verbindung mit der Forst-Linie und zeigen Bewegungsflächen subparallel zur Hauptstörung. Sie treten vor allem in den Gräben SW von St. Felix (*San Felice*) bei Marling (*Marlengo*) auf einer Höhe von 1000 m und 1400 m sowie in den kleineren Gräben zwischen Josefsberg (*S. Giuseppe*) und Senn am Egg auf.

Die mylonitischen Schieferungsflächen der Hauptstörung sowie der untergeordneten Störungen fallen mit stark schwankender Neigung zwischen 28° und 80° in Richtung N290° bis N330° ein. Die Schieferung in den Kataklasiten fällt hingegen mit 30° bis 75° nach N300° bis N360° ein. Ähnliche Kataklasite finden sich auch auf den Felsen oberhalb von Rosengarten (*Giardino delle Rose*), westlich von Gratsch (*Quarazze*), wo man in ihrem Inneren Pegmatitlinsen beobachten kann. Innerhalb der Deformationszone treten auch sehr feinkörnige Gesteinslagen von schwarzer Farbe mit oft asymmetrischen Porphyroklasten auf. Sie stellen einen Übergang zwischen duktilen und spröden Bedingungen dar und entsprechen den jüngsten Deformationsstadien.

Ab Gratsch (*Quarazze*) quert die Forst-Linie den Bereich von Tiroler Kreuz (*Croce di Tirol*) und vereint sich im unteren Passeiertal oberhalb von Riffian (*Rifiano*) und Kuens (*Caines*) mit der eigentlichen Nördlichen Passeiertal-Linie. In diesem Abschnitt ändert sie leicht ihre Richtung und bildet eine einengende Krümmung (*restraining bend*) mit deutlich transpressivem Charakter. Zahlreiche kataklastische Zonen im Meter- bis Zehnermeterbereich treten am Tiroler Kreuz, entlang des Grabens zwischen Kuens und dem Falswald (*Bosco di Valle*) auf der rechten Seite des Passeiertals oberhalb von Riffian und entlang der Staatstraße 44 zwischen Riffian und Saltaus (*Saltusio*) auf. Diese Scherzonen verlaufen NE-SW, sind jedoch nicht immer durchgehend vorhanden. Die Scherflächen fallen oberhalb von Dorf Tirol (*Tirol*) steil (subvertikal) nach N130° bis N170°, weiter im Norden hingegen etwas flacher (50°–80°) nach N310°–350° (Abb. 101).

In den Bereichen intensiver Deformation treten stark zerbrochene, bindige Ultrakataklasite von grau-schwarzer Farbe auf (in einigen Abschnitten oberhalb von Dorf Tirol und Kuens). Es treten auch Protomylonite parallel zu den Hauptscherflächen auf. Die Protolithe sind hierbei nicht immer zu beobachten. Am rechten Hang des unteren Spronsertals (*Val di Sopranes*, zwischen dem Finelebach und der Talstrasse) und im Graben oberhalb von Kuens ist die kataklastische Deformation sehr unregelmäßig entwickelt. Im Bereich Riffian (*Rifiano*) und nördlich davon ist sie hingegen kontinuierlicher ausgebildet und betrifft wahrscheinlich ursprüngliche Paragesteine; es treten metermächtige Mylonitzonen ohne kataklastische Überprägung auf. In diesem Bereich ergab eine Ar-Ar-Datierung an Pseu-

dotachyliten entlang der Straße nach Vernuer (*Vernurio*) ein radiometrisches Alter von $17,3 \pm 1,1$ Ma (MÜLLER *et alii*, 2001).

3.2.6. - NNE-SSW- und NE-SW-gerichtete Störungssysteme im Passeiertal

Westlich der Passeiertal-Linie im eigentlichen Sinne treten zahlreiche untergeordnete, N-S- und NE-SW verlaufende Störungen am Bergkamm zwischen Tschigat (*Cigot*) und Muth Spitz (*Punta di Motta*) auf.

Die Störungen dieses Systems finden morphologischen Ausdruck in Form von Böschungen und Gegenneigungen, die in den Hochkaren des Spronsertals (*Valle Sopranes*) und des Kalmtales (*Val Clava*) - Falstals (*Valle di Vals*) unterhalb des Kammes Ulsenspitze-Kolbenspitze (*Punta di Ulsen-La Clava*) noch gut zu erkennen sind. Zahlreiche glaziale Seen und Senken entwickeln sich parallel zu diesen Strukturen (Langsee/*Lago Lungo*, Schwarzsee/*Lago Nero*, Kaser Lake/*Laghi delle Casere*).

Die NNE-SSW-streichenden Störungen Hochganschartl-Grünjoch (*Il Valico-Giogo Verde*), Rötelspitz-Faglsjoch (*Cima Rosa-Giogo di Valle*), Taufenscharte-Spitzhorn (*Giogo di Quaira-Il Corno*), Hochwart-Kolbenspitze (*Punta Alta-La Clava*), Kaserspitz-Saltauser Joch (*Cima della Casera-Forcella di Saltusio*) gehören ebenfalls zu diesem System und fallen generell nach Westen ein, wobei der Hangendbereich um einige Zehnermeter abgesenkt wurde.

Die Taufenscharte-Störung und die Störungen im unteren Abschnitt des Zielbaches (*Rio di Tel*) streichen NE-SW und weisen eine fast ausschließlich sinistrale Seitenbewegung auf. Sie verlaufen parallel zu den spätalpidischen andesitischen Gängen (f_y) mit gleicher Orientierung. Daneben erkennt man jüngere Strömungen im Sinne einer sinistralen Abschiebung. Die NNE-SSW- und N-S gerichteten Störungen im Bereich Hochganschartl (*Il Valico*) und im Talschluss des Zieltals (*Rio di Tel*) zeigen vorwiegend eine abschiebende Bewegung (Abb. 102). Kataklastische Lagen der Störung Hochganschartl-Grünjoch sind am Schwarzsee, nördlich des Grünsees, am Grünjoch (*Giogo Verde*) und am Hochganschartl zu beobachten. Die kataklastische Schieferung fällt mit 30° – 50° nach $N330^\circ$ bis $N350^\circ$ ein. Die Störungen Hochwart-Kolbenspitze und Taufenscharte-Spitzhorn sind mit spätalpidischen Gängen vergesellschaftet, die ebenfalls kataklastische Bereiche parallel zum Kontakt zwischen Gang- und Nebengestein aufweisen. Hier entwickelten sich die Kataklastite auf Zentimeter mächtigen Mylonitzonen mit S-C'-Gefügen.

Metermächtige kataklastische Bereiche treten im Tal NNE des Saltauser Jochs (*Forcella di Saltusio*) auf. Es handelt sich um Abschiebungen, wobei die Westscholle abgesenkt wurde. Diese Störungen setzen sich am Südhang der Kolbenspitze (*La Clava*) fort und verlieren sich dann in einem Graben E des Ka-



Abb. 112 - Sinistrale Abschiebung am Johanneschartl (2858 m).

serspitz (*Cima della Casera*). Weitere metermächtige kataklstische Zonen wurden im Kalmtal (*Val Clava*), westlich der Hochwart (*Punta Alta*) mit Richtung $N20^\circ$, nördlich des Faglsjochs (*Giogo di Valle*) mit N-S-Richtung, nördlich vom Schwarzkopf (*Cima Nera*) mit Richtung NW-SE und entlang des Wettertals (*Valle del Tempo*) mit Richtung $N20^\circ$ beobachtet.

Bezüglich des zeitlichen Verhältnisses zwischen den verschiedenen Strukturen, wurden beim Unterbach (*Rio di Sotto*, Kalmtal/*Val Clava*) drei verschiedene Störungssysteme ausgehalten. Das erste ist durch die bereits erwähnten NNE-SSW-gerichteten Abschiebungen gekennzeichnet, das zweite durch E-W-streichende dextrale Seitenverschiebungen und das letzte durch N-S-gerichtete Abschiebungen. Die E-W-gerichteten dextralen Seitenverschiebungen folgen zeitlich auf die NNE-SSW-gerichteten Abschiebungen, sind jedoch älter als die N-S gerichteten Abschiebungen.

Eine weitere bedeutende sinistrale Abschiebung dieses Systems ist am Johanneschartl (2858 m) gut zu erkennen. Es handelt sich um eine NNE-SSW-streichende Abschiebung, die nach W einfällt und einen vertikalen Versatz von mindestens 100 m und einen wahrscheinlich noch größeren horizontalen Versatz aufweist.

Auf der Erhebung zwischen der Großen und der Kleinen Weißen kommt eine weitere, NNW-SSE-gerichtete dextrale Seitenverschiebung vor, deren Versatz jedoch nicht quantifiziert wurde. Andere untergeordnete Störungen sind bei der

Grafscharte (*Bocchetta della Grava*) und 700 m westlich des Eisjöchls (*Passo Gelato*) aufgeschlossen.

Im Bereich der strukturell am höchsten gelegenen Texel-Einheit und des Schneeberger Zuges wurden deutlich erkennbare subvertikale, NNW-SSE-gerichtete Seitenverschiebungen beobachtet, welche mächtige Marmorlagen auf der linken Seite des Pfelderertals (*Val di Plan*) versetzen. Im Nahbereich der Stettiner Hütte (*Rifugio Petrarca all'Altissima*, 2875 m) treten schräg geneigte, NNE-SSW-verlaufende sinistrale Abschiebungen auf. Oberhalb der Stettiner Hütte, am Weg zur Hohen Wilde (*Altissima*), sind auf einer Höhe von 3000 m subhorizontale Marmorlagen von einigen Metern Mächtigkeit aufgeschlossen, die durch zwei NNW-SSE-gerichtete Abschiebungen mit einigen Metern Versatz abgesenkt wurden. Außerdem treten noch N-S-gerichtete Abschiebungen mit Neigung zwischen 40° und 60° auf.

3.3. - TEKTONISCHE LINIEN IM SÜDALPIN

3.3.1. - *Naiftal-Linie*

Diese NE-SW-gerichtete, parallel zur Meran-Mauls-Linie verlaufende Störung tritt kontinuierlich von Meran bis an den östlichen Blattrand auf. Sie bildet den südöstlichen Hauptkontakt des Ifinger-Granodiorits (Abb. 101). Im Bereich des Naifals (*Val Nova*) stellt diese Linie den Kontakt zwischen dem Ifinger-Granodiorit und verschiedenen Formationen der Etschtaler Vulkanit-Gruppe bzw. der Gröden-Formation dar; weiter im Norden grenzt der Garnodiorit an die Brixen-Einheit. Der Kontakt ist an zwei Stellen gut aufgeschlossen: im Bacheinschnitt knapp nördlich der St. Oswald Alm (*Malga Sant'Oswaldo*), auf einer Höhe von ca. 2100 m sowie im Bereich der Rotwand (*Parete Rossa*).

Im Graben bei der St. Oswald Alm ist der Kontakt durch eine kataklastische Zone von rund 40 m Mächtigkeit gekennzeichnet. Im Liegenden sind die Phyllite für rund einen Meter in tonige Kataklastite zerschert, während sie darunter recht unversehrt erscheinen. Der Granodiorit zeigt hingegen einen 7–10 m mächtigen zerscherten Zone aus vorwiegend losem Sand und geschiefertem Bändern mit kataklastischen Fließstrukturen aus gerundeten Feldspat-Porphyrklasten in einer sehr feinen Tonmatrix (*gouge*). Darüber folgt ein 20 m mächtiger Bereich aus einem etwas festeren und weniger deformierten, wenn auch kataklastischen und stark zerklüfteten Granitgestein mit einzelnen, cm-großen unverformten Schuppen. Der Kontakt dieser beiden Bereiche wird von deutlichen Scherflächen im Zentimeterbereich unterstrichen, wo das Gestein schwarz gefärbt und sehr feinkörnig (Ultrakataklastite) erscheint. Diese Scherflächen fallen mit 30°–40° nach

N310° bis N330° ein und weisen eine *dip-slip* Bewegung in Form einer Überschiebung auf. Ähnliche Flächen finden sich auch noch einige Meter oberhalb davon in Gesellschaft von Scherflächen mit schwachen Anzeichen einer Reaktivierung als sinistrale Seitenverschiebung. Noch weiter im Hangenden ist ein gradueller Übergang zu unversehrem Gestein mit weiterhin starker Zerklüftung und kompakten Kluffkörpern im Meterbereich zu erkennen. Die Scherflächen werden ihrerseits von kleinen, schräg verlaufenden Seitenverschiebungen versetzt, welche sowohl dextral (NW-SE), als auch sinistral (N-S und NNW-SSE) ausgebildet sind. Diese Scherfläche lassen auf dieselbe Kompressionsrichtung schließen, bildeten sich jedoch erst nach der Überschiebung durch Änderung der Hauptspannungsrichtung (Abb. 101). Im selben tritt Graben weiter unten (ca. 2060 m) eine E-W-verlaufende Scherfläche am Kontakt zwischen den Phylliten und den Ignimbriten der Gargazon-Formation auf. Hier wurden dextrale Seitenverschiebungen von N160/70° und N350/80° gemessen.

Im Bereich der Rotwand (*Parete Rossa*) zeigt der Ifinger-Granodiorit dieselben Deformationsstrukturen, während im Liegenden zuerst eine 40 Meter mächtige tektonische Schuppe aus Ignimbriten der Gargazon-Formation auftritt und darunter die Gröden-Formation folgt. Die Ignimbrite kommen in Form von inkohärenten kataklastischen Sanden vor. Die Gröden-Fm. erscheint nach wenigen kataklastischen Metern weitgehend undeformiert. Die tektonische Kontaktfläche hat den Wert N340/55. In Richtung SW verschwinden die Kataklastite und an ihre Stelle treten wenige Dezimeter dünne Mylonitbänder, die mit 50° nach N330 einfallen sowie steil stehende Scherflächen (N315/80° und N320/70°) mit horizontalen Strömungen.

In Richtung Nordosten ist die Naiftal-Linie in einem Graben NE des Misenseiner Jochs (*Giogo di Pietramala*) gut aufgeschlossen. Von unten erkennt man schwarze mylonitische Phyllite (*BSS*) mit einem durchschnittlich steilen (70°–80°) Einfallen nach N310°–330°. An der Basis der Schlucht erscheint das Gestein recht fest, während nach oben die Kataklastezonen ständig zunehmen und das Gestein in Zentimeter große Schuppen zerkleinern, die in eine tonige Matrix eingebettet sind. In lokalen Bereichen mit weniger steilen Strömungen (N272/25°) kann man S-C-Gefüge mit scheinbarer dextraler Bewegung beobachten (die Strömungen liegen auf einer Ebene N334/80°, welche die C-Fläche des Gefüges darstellt, während die S-Fläche eine Lagerung von N176/80° aufweist). Die mylonitischen Phyllite kann man in einem ca. 100 m hohen Profil verfolgen. Nach oben tritt noch vor dem Kontakt zum Ifinger-Granodiorit eine Lage aus schwach geschieferten Metavulkaniten (*BSI_a*) mit Zentimeter großen Feldspat-Porphyrklasten auf. Der Hauptkontakt ist aufgrund der sehr starken kataklastischen Überprägung und der sandartigen Zerkleinerung der Intrusionsgesteine nicht komplett aufgeschlossen.

Noch weiter im NE, in einem Graben nahe Lahn (*Lavina*), verläuft der Kon-

takt N320/70°. Direkt im Liegenden der Störungsfläche tritt eine Lage aus recht festen Tonen, die einem kataklastischen Fließen zugeschrieben werden, auf. Im Hangenden wurden hingegen Pseudotachylite mit kantigen, kataklastischen Granitfragmenten angetroffen. An der Basis treten dann einige Zehnermeter mächtige mylonitische Phyllite in Form von inkohärenten Schuppen auf.

Die Naiftal-Linie prägt aufgrund der großen Mächtigkeit der kataklastischen Gesteine wesentlich die Landschaft. Die stark zertrümmerten Gesteine verursachen schnelle Erosionsprozesse auf dem gesamten linken Hang des Sagbachtals (*Valle delle Seghe*) sowie im Bereich Meran 2000 am Südhang des Großen Ifinger (Picco Ivigna).

Richtung NE scheint die Bedeutung der Naiftal-Linie abzuklingen. Dagegen gewinnt eine weitere, subparallel dazu streichende Störung, die 600–700 m weiter westlich innerhalb der Plutonite verläuft, zunehmend an Bedeutung. Bis zur Schlucht bei Lahn (*Lavina*) ist die Naiftal-Linie durch mächtige Kataklastite gekennzeichnet. Nach ca. 1 Kilometer dünnt die Kataklastesezone bereits am Kirchnock (*Dosso della Chiesa*) deutlich aus und beeinflusst nur mehr den Granodiorit. Noch weiter nördlich, im Talgrund des Grünangertals (*Valle del Pascolo Verde*), ist die Naiftal-Linie praktisch verschwunden. Im Gegensatz dazu kann man entlang der Störung im Inneren des Granodiorits intensive Kataklasteprozesse erkennen, die das Granitgestein in Zehnermeter mächtigen Bändern zu Sand oder *gouge* mit cm-großen Bruchstücken zerkleinern.

Im unteren Naiftal entwickelt sich vom Vernauner Berg (*M. Vernone*) bei Alfred (*Albereto*) im Liegenden der Naiftal-Linie eine 200–300 m mächtige tektonische Schuppe aus Phylliten der Brixen-Einheit mit dünnen Lagen aus Basalkonglomerat (*CGB*), die sich zunehmend in Richtung SW öffnet.

3.3.2. - Die Völlaner Linie

Eine weitere bedeutende tektonische Linie tritt südlich von Meran auf. Es handelt sich um eine sinistrale Seitenverschiebung, die steil (50°–70°) einfällt und meistens NNE-SSW streicht (Abb. 101). Diese Struktur verläuft ungefähr parallel und 4–5 km östlich der Nördlichen Judikarien-Linie innerhalb des Südalpins.

Im angrenzenden Blatt „Eppan“ zeigt die Völlaner Linie in ihrem südlichen Abschnitt an der Grenze zwischen den permischen Vulkaniten im Westen und der mesozoischen Sedimentabfolge im Osten eine N-S-Richtung. Im nördlichen Abschnitt schwenkt der Verlauf in Richtung NNE-SSW um und stellt die Grenze zwischen der Brixen-Einheit und Kreuzberg-Granodiorit im Westen und der permo-mesozoischen Abfolge im Osten dar.

Auf Blatt „Meran“ tritt nur der nördliche Ausläufer der Völlaner Linie über

eine Strecke von rund 1 km zutage; der restlich Abschnitt ist unter den rezenten Etschalluvionen begraben. In diesem Bereich bildet die Völlaner Linie die Grenze zwischen dem Kreuzberg-Granodiorit im Westen und der permischen Vulkanitabfolge im Osten. Die Störungsfläche fällt steil (70° bis subvertikal) nach $N290^\circ$ – 300° ein und zeigt einen sehr geraden Verlauf. Die Bewegungsindikatoren belegen eine sinistral transpressive Kinematik. Hinzu gesellen sich weitere steilgestellte Störungen, die nach $N120^\circ$ einfallen und eine sinistral transpressive bis transpressive Kinematik aufweisen. Die Störungsfläche ist durch relativ geringmächtige kataklastische Zonen und deutliche Harnischflächen gekennzeichnet.

4. - NEOTEKTONIK, AKTIVE STÖRUNGEN UND ANMERKUNGEN ZUR REGIONALEN SEISMIZITÄT

(A. Zanchi)

Das untersuchte Gebiet ist mit Sicherheit von neotektonischen Bewegungen *s.l.* gekennzeichnet, von denen einige noch aktiv sind. Dies wird durch die Seismizität des Gebietes und zahlreiche geologisch-strukturelle Untersuchungen in den zentralen Ostalpen, unterstützt von permanenter GPS-Überwachung und geodetischen Nivellierungen, belegt (FORCELLA *et alii*, 1982; SLEJKO *et alii*, 1989; KHALE *et alii*, 1997; CASTALDINI *et alii*, 1992; BRAUNMILLER *et alii*, 2002; FAH *et alii*, 2003; PERSAUD & PFIFFNER, 2004; D'AGOSTINO *et alii*, 2005; REINECKER *et alii*, 2005; SERPELLONI *et alii*, 2005; TESAURO *et alii*, 2005; CAPORALI *et alii*, 2005; DEICHMANN & BAER, 1990; AGLIARDI *et alii*, 2009a, b).

Die gesamte Region ist durch eine Mikro-Seismizität in der oberen Kruste gekennzeichnet, die im Inneren der Alpenkette und speziell im Engadin, im Veltlin und im Vinschgau stärker auftritt (SLEJKO *et alii*, 1989; FAH *et alii*, 2003; ECOS, ETHZ-Red Puma, Harvard CMT sources). In den Zentralalpen sind mindestens 200 Ereignisse mit einer Magnitude zwischen 2 und 4,9 im Zeitraum 1975–2008 bekannt. Eines den bedeutendsten seismischen Ereignisse war jenes vom 17.07.2001 mit Magnitude (M) 4,8 und Epizentrum bei Meran, sehr wahrscheinlich im Bereich des Vigljochs (CAPORALI *et alii*, 2005). Dieses Ereignis geht auf eine Bewegung längs einer NE-SW-streichenden sinistralen Seitenverschiebung zurück. Orientierung und Kinematik stimmen gut mit den strukturellen Untersuchungen an der Forst-Linie und ihrer nördlichen Fortsetzung zur Passeiertal-Linie überein. An der Oberfläche konnten jedoch keine Geländebrüche festgestellt werden. Das Erdbeben von 2001 forderte zwei Menschenleben und verursachte kleinere Schäden im Umkreis von mehreren Zehnern Kilometern. Dieses Ereignis könnte auch auf die weiterhin bestehende Aktivität des nördlichsten Abschnittes des Judikarien-Systems hinweisen.

Die in den Zentralalpen resultierenden Herdflächenlösungen (Abb. 113) zeigen

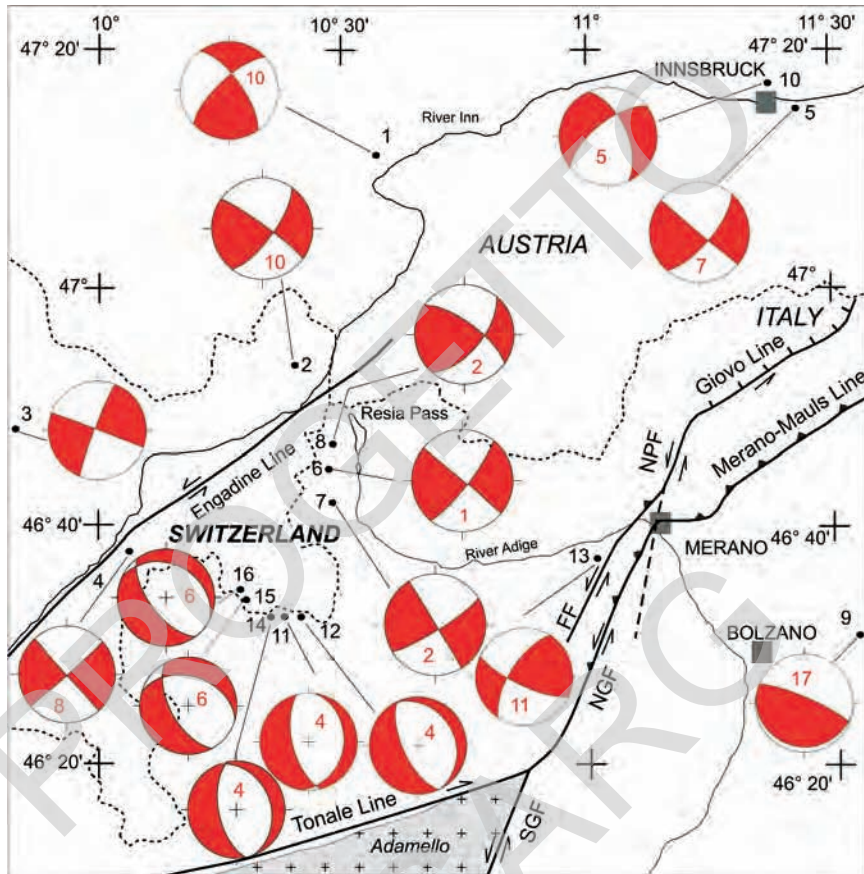


Abb. 113 - Wichtigste Herdflächenlösungen in den Zentralalpen, modifiziert nach AGLIARDI *et alii* (2009b). Die rote Zahl in jeder Darstellung gibt die Tiefe des Erdbebens in Kilometern an. Siehe Text für die Quellenangaben und weitere Erklärungen.

vorwiegend Seitenverschiebungen mit sinistralen Bewegungen an NNE-SSW-verlaufenden Störungen u./o. dextralen Bewegungen an NW/WNW-ESE-verlaufenden Störungen. Auf diese Phänomene hatten bereits FORCELLA *et alii* (1982) und CASTALDINI *et alii*, (1992) auf Basis von Luftbilddauswertung hingewiesen. Erdbeben in Zusammenhang mit N-S- bis NNW-SSE-gerichteten Abschiebungen und transtensiven Fokalmechanismen kommen vor allem nördlich von Bormio und knapp westlich des Stifserjochs (*Passo dello Stelvio*) vor.

Die Untersuchungen von AGLIARDI *et alii* (2009b) zeigen, dass diese Strukturen mit einer größten, horizontalen Hauptspannung in Richtung N-S und NNW-SSE sowie einer kleinsten, E-W-gerichteten Hauptspannung übereinstimmen.

Lokale Veränderungen der größten und mittleren Hauptspannungsachsen könnten die Abschiebungen im Bereich Bormio aktiviert haben.

Diese Kompressionsrichtungen stimmen genau mit der Schubrichtung der adriatischen Platte gegen die europäische Platte überein (D'AGOSTINO *et alii*, 2005; SERPELLONI *et alii*, 2005).

Die meisten tektonischen Strukturen im Norden und Norwesten von Meran zwischen Mutspitze (*Monte Mutta*) und Tschigat (*Gigot*) sind stellenweise mit noch gut erhaltenen Morphostrukturen verbunden. Es handelt sich dabei um kleine Böschungen und ausgeprägte morphologische Lineamente. Es fehlen jedoch morphologische Hinweise einer rezenten tektonischen Aktivität, wie z.B. störungsgebundener Versatz oder Deformationen in rezenten quartären Ablagerungen. Viele der weiter oben beschriebenen Strukturen sind mit den Herdflächenlösungen der beschriebenen Erdbeben kompatibel und könnten demnach in relativ jungen Zeiten noch aktiv gewesen sein oder möglicher Weise auch heute noch aktiv sein.

Es sei noch auf eine kleine Abschiebung in den quartären Ablagerungen in der Nähe des Botanischen Gartens Schloss Trauttmansdorff (*Castel di Nova*) bei Meran hingewiesen. Die Störungsfläche fällt mit 65° nach $N260^\circ$ ein und zeigt einen vertikalen Versatz von 30 m in den glazialen Ablagerungen des Garda-Synthems. Diese bestehen aus überkonsolidiertem Diamikt (Grundmoräne) mit seltenen Lagen und Linsen von Schottern und laminierten Sanden. Trotz der ausgesprochenen Regelmäßigkeit und Kontinuität der Fläche könnte die Steilheit des Hanges darauf hindeuten, dass es sich um oberflächliche gravitative Bewegungen und nicht um eine tektonische Struktur handelt. Auf jeden Fall stimmt die Orientierung der beobachteten Strukturen mit dem Spannungsfeld, welches die rezente Seismizität in diesem Alpenbereich kennzeichnet, überein.

Kleinere NNE-SSW-streichende Störungen mit transtensiver Kinematik scheinen die Bergkämme im hinteren Ulfstal (*Valle di Ulfas*) im Bereich des Kleinen Kolbenspitz (*La Piccola Clava*) um wenige Meter zu versetzen.

VII - TECHNISCHE UND ANGEWANDTE GEOLOGIE

(M. Cucato, mit Beiträgen von P. Macconi, V. Mair, A. Zanchi)

1.- HANGSTABILITÄT UND MASSENBEWEGUNGEN

Das Blatt „Meran“ umfasst einen Mittel- bis Hochgebirgsbereich mit steilen Hängen 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. Strukturen, die mit den Hang einfallen, kommen typischer Weise im Pfelderertal (*Val di Plan*), im Passeiertal (*Val Passiria*), im Kalmtal (*Val di Clava*) sowie in kleineren Seitentälern vor. Regional bedeutende tektonische Linien sind durch mächtige kataklastische und mylonitische Bänder gekennzeichnet. Die Gesteine sind in diesen Bereichen stark zerklüftet. Fast drei Viertel des aufgeschlossenen Grundgebirges bestehen aus metamorphen Gesteinen mit schlechten bis mäßig guten geomechanischen Eigenschaften.

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 10% der Oberfläche ein. Örtlich sind ganze Hänge betroffen, wie z.B. auf der rechten Talseite des Vinschgaus. Die Beschreibung dieser Phänomene erfolgt im nächsten Kapitel.

Bergstürze und Steinschläge treten insbesondere bei steilen Felswänden auf, wobei ungünstig orientierte Klüfte die Sturzprozesse begünstigen. Sturzprozesse

stellen eine große Gefährdung für bewohnte Gebiete oder Verkehrswege dar, auch in Hinblick auf ein weiteres Abrollen der Sturzkörper in Richtung talseitig gelegener Bereiche. Phänomene solcher Art betreffen vor allem das Etschtal zwischen Sinich (*Sinigo*) und Burgstall (*Postal*), den Vinschgau zwischen Forst (*Foresta*) und der Töller Klause (*Tel*) sowie generell die orographisch linke Talseite des Vinschgaus und das gesamte Passeiertal. Ein Felssturzgebiet ist z.B. die Felswand oberhalb der Industriezone in Sinich mit wiederholt dokumentierten Steinschlagereignissen und der Verlegung der Straße sowie Beschädigung der darunter liegenden Wohnhäuser. Die Felswand südlich von Saltaus (*Saltusio*) stellt einen weiteren Steinschlagbereich mit zahlreichen Ereignissen entlang der Staatstraße ins Passeiertal dar.

Rotationsrutschungen können sich sowohl in quartären Ablagerungen als auch im Festgesteinsuntergrund entwickeln bzw. komplexe Phänomene ausbilden. Einige Beispiele von großen Felsgleitprozessen, typisch für das Passeiertal, wurden bereits in Kapitel V.5.4.3. erwähnt. Rutschungen in quartären Ablagerungen werden oftmals von langsamen oder schnellen Fließphänomenen begleitet. Diese Prozesse treten vermehrt an Hängen mit unverfestigten bis halbverfestigten Ablagerungen auf. Auslöser hierfür ist vorwiegend eine Durchtränkung mit Oberflächenwasser oder eine verstärkte Infiltration als Folge von Abholzung oder intensiver Beweidung, mit entsprechender Verringerung der geotechnischen Festigkeit dieser Lockergesteine. In anderen Fällen spielt die Erosion am Hangfuß eine entscheidende Rolle. Eine große Rotationsrutschung, die sowohl den Felsuntergrund als auch die überlagernden glazialen Ablagerungen mit einbezieht, tritt bei Waldwies (*Prà del Bosco*) im Kalmtal (*Val di Clava*) auf. Die Rutschung erstreckt sich auf über 1 km² an einem Hang aus zerklüfteten Paragneisen, wobei die Hauptschieferung hangparallel einfällt und von Moräne bedeckt ist. Man erkennt zahlreiche aktive sekundäre Böschungen von 10–15 m Höhe. Die Rutschung führte zur Beschädigung einiger Häuser und der Straße. Die periodische Reaktivierung dieses Phänomens scheint in Zusammenhang mit der Erosion des Hangfußes durch den Kalmbach (*Rio di Clava*) sowie mit Wasserinfiltrationen im mittleren und oberen Hangbereich zu stehen.

Langsames Kriechen von Schuttmassen beobachtet man in den quartären Bedeckungen am Eingang des Ultentals, die von starken Niederschlägen ausgelöst wurden. Im Ultental begegnet man oftmals kleinräumigen Erdrutschen und Rotationsrutschungen in den seichten, unverfestigten quartären Sedimenten. Dabei verlaufen die Rutschflächen entlang der Grenze zu den darunter liegenden, überkonsolidierten glazialen Ablagerungen oder Eisrandsedimenten.

2. - TIEFGRÜNDIGE MASSENBEWEGUNGEN

(A. Zanchi)

Die tiefgründigen Massenbewegungen (DSGSD - *Deep Seated Gravitational Slope Deformation*, Talzuschübe) entstehen aufgrund einer langsamen und kontinuierlichen Verformung von großen Gebirgsabschnitten. Dabei werden erhebliche Hangpartien, nicht selten sogar der ganze Hang, in Bewegung gesetzt. Diese Phänomene zeichnen sich durch eine starke Zerklüftung des Gebirges aus. In der Regel treten typische morphologische Erkennungsmerkmale wie Zerrgräben, Nackentälchen und Geländekanten 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 und b; SOLDATI *et alii*, 2006).

Innerhalb der Bereiche mit tiefgründigen Massenbewegungen sind die auftretenden Schichten oder Schieferungsflächen recht unterschiedlich gelagert. Gute Aufschlüsse sind eher selten und das Gebirge weist einen hohen Zerlegungsgrad auf. In der Folge werden die wichtigsten tiefgründigen Massenbewegungen im Blattbereich beschrieben.

Die tiefgründige Massenbewegung von Vellau im Vinschgau

Die tiefgründige Massenbewegung von Vellau (*Velloi*, Abb. 114) betrifft einen weiten Abschnitt des orographisch linken Hanges des Vinschgaus oberhalb von Algund (*Lagundo*). Dieser Abschnitt entwickelt sich zwischen dem Töllgraben (*Valle del Tovo di Tel*) und dem Grabbachtal (*Valle del Rio Grab*) auf einer Fläche von rund 6,5 km². Nach oben erstreckt sich die tiefgründige Massenbewegung bis an die Basis des Mitterjochs (*Giogo di Mezzo*, 2353 m). Bei den involvierten Gesteinen handelt es sich um Paragneise und Orthogneise der Texel-Einheit.

Ein schematisiertes Hangprofil zeigt im oberen Bereich eine Verebnung mit teils schwacher Gegenneigung, nach unten gefolgt von einer deutlichen Ausbuchtung des Hanges. Diese Geometrie dürfte mit einer Absenkung der oberflächigen Gebirgsabschnitte entlang von tiefen und kontinuierlichen Bruchflächen mit einer entsprechenden Dilatation des Gebirges im unteren Bereich verbunden sein (FORLATI *et alii*, 1993). Der Ausbiss dieser Gleitflächen ist an der Oberfläche wahrscheinlich von den Schutthalden aus den Felsbereichen der Anrisskante verdeckt. Dennoch kann ihr Verlauf anhand einer morphologischen Betrachtung einigermaßen gut festgelegt werden.

Charakteristische Morphostrukturen wie Zerrgräben, Geländekanten und Nackentälchen sind besonders im Bereich zwischen Vellau (*Velloi*) und Oberplars (*Plars di sopra*) sowie bei der Oberen Kuhalm (*Malga Costa di sopra*) ausgebildet. Diese Elemente verlaufen in den oberen Bereichen Richtung E-W, im Bereich von Vellau hingegen ENE-WSW. Die obere Böschung verläuft zwischen



Abb. 114 - Übersichtsfoto der tiefgründigen Massenbewegung von Vellau (Velloi) im Vinschgau. Im Hintergrund erkennt man den Bergkamm Mutspitze-Rötelspitz-Tschigat (Monte Mutta-Cima Rosa-Gigot); der Einschnitt des Grabbaches auf der rechten Seite endet im Kegel von Algund. Auf der linken Seite erkennt man im Hintergrund noch den Hangabschnitt mit der tiefgründigen Massenbewegung der Gojener Alm (Malga Goiano).

E-W und ESE-WSW und scheint von analog verlaufenden Großluftsystemen, die man im Bereich der Felswände östlich der tiefgründigen Massenbewegung gut weiterverfolgen kann, gesteuert zu sein. Die Senken dieser Strukturen sind besonders deutlich im oberen Bereich der Hangverformung ausgebildet.

Die Zerrgräben sind nicht besonders tief, erreichen im oberen Abschnitt aber immerhin eine Tiefe von 20– 30 m und weisen eine Gesamtlänge von rund 500 m auf. In diesem Bereich werden die Gräben außerdem durch Horst-Strukturen im Festgestein hervorgehoben, die sich deutlich vom Hang abheben. Die Öffnung der Gräben erreicht in den obersten Bereichen rund 10 m. Im Bereich von Vellau nehmen Tiefe und Öffnungsweite der Gräben ab, sie sind jedoch länger ausgebildet und sind mit einer gewissen Kontinuität über rund 1500 m Länge zu verfolgen. Zahlreiche Nackentälchen mit seichten Senken kennzeichnen den ganzen unteren Teil des Hanges zwischen Niedermair (*Mass.^a bassa*) und Vellau (*Velloi*).

Die tiefgründigen Massenbewegungen von Gojener Alm und von Tabland im Vinschgau

Eine zweite tiefgründige Massenbewegung betrifft den Hang direkt im Westen des vorher beschriebenen Gebietes. Sie umschließt ein Gebiet von rund 2,5 km² zwischen der Gojener Alm (*Malga di Gaiano*) im Westen und dem Töllgraben (*Tovo di Tel*) im Osten (Abb. 71); nach oben erstreckt sie sich bis nahe an die Basis der Wand unter dem Hochgangschartl (*Il Valico*, 2441 m).

Die Morphologie ist bezeichnend und stufenweise mit Nackentälchen und Zerrgräben ausgebildet. Das Gebirge erscheint stark zerlegt und von ausgedehnten grobblockigen Hangschutthalde umgeben.

In der tiefgründigen Massenbewegung der Gojener Alm treten ca. NE-SW-gerichtete Zerrgräben und Geländekanten von bis zu 500 m Länge auf. Die Geländekanten treten morphologisch mit Böschungshöhen von bis zu 5 m deutlich hervor. In einigen Abschnitten verlaufen die Gleitflächen entlang bestehender tektonischer Elemente, wie z.B. im Töllgraben (*Tovo di Tel*), wo die Anrisskante einer Störungsfläche entspricht. Die Störung kann entlang einer Kluft innerhalb der Sackung beobachtet werden und wird von aneinander gereihten, basisch-intermediären Gängen (f₉) unterstrichen. Die Platznahme dieser Gänge erfolgte vermutlich entlang ähnlich orientierter Trennflächen.

Die tiefgründige Massenbewegung von Tabland (*Tablà*, 1788 m) entwickelt sich von der Tablander Alm (*Malga Tablà*) bis an den Hangfuß (Abb. 71). Die Abgrenzung des Körpers ist äußerst unsicher, sowohl im oberen Bereich als auch im Osten. Dadurch ist unklar, ob auch der Felskamm am Übergang zur Massenbewegung der Gojener Alm in das vorliegende Phänomen miteinbezogen ist. Im Vergleich zur angrenzenden Massenbewegung sind hier die morphologischen Merkmale weniger deutlich ausgeprägt. Auf jeden Fall erkennt man einen leicht geneigten Flachbereich im oberen Hangabschnitt nahe der Tablander Alm sowie eine leichte Wölbung im unteren Teil des Hanges.

Die tiefgründige Massenbewegung von Naturnser Hochwart-Vigiljoch-Marlingerjoch (Vinschgau)

Am orographisch rechten Hang des Vinschgaus, nördlich des Bergkamms der Naturnser Hochwart (*Guardia Alta di Naturno*), finden sich im gesamten Hangbereich zahlreiche Morphostrukturen, welche sich auch im Kamm zum Ultental (Abb. 3) und Richtung NE bis nach Forst (*Foresta*) fortsetzen. Es handelt sich um eine der größten bekannten tiefgründigen Massenbewegungen in Südtirol, die hier als tiefgründige Massenbewegung Naturnser Hochwart-Vigiljoch-Marlingerjoch (*Guardia Alta di Naturno-M. S. Vigilio-Marlengo*) bezeichnet wird. Sie erstreckt sich über 35 km² und wurde erstmals von SOLDATI *et alii* (2006) beschrieben.

Im internen Bereich der Massenbewegung können Hangabschnitte mit



Abb. 115 - Übersichtsfoto auf den linken Hang des Vinschgaus zwischen Rabland (Rablà, rechts im Vordergrund) und Naturns (Naturno, links, knapp außerhalb der Aufnahme). Der Gipfel in der Bildmitte ist die Kirchbachspitze (Cima della Chiesa, 3081 m), links davon, ca. ab der Hangmitte, entwickelt sich die tiefgründige Massenbewegung von Naturns.

zahlreichen morphologischen Merkmalen ausgemacht werden, die mitunter auf kleinstem Raum begrenzt sind. Am deutlichsten sind diese morphologischen Erscheinungen am Rauhen Bühel (*Colle Scabro*), wo unter dem Hauptanriss noch mindestens drei getrennte Systeme von Nackentälchen mit ENE-WSW-gerichteten Zerrgräben parallel zum Kamm auftreten. Die tiefgründige Massenbewegung wird im Osten deutlich von der NE-SW streichenden Forst-Linie begrenzt. Weiter im Westen scheint sie von E-W und ENE-WSW, d.h. parallel zum Vinschgau verlaufenden Kluftsystemen gesteuert zu sein. Auf einer Höhe von 1600 m treten im Bereich Hochwald (*Bosco Alto*) zwei 300–400 m lange, gestaffelte Gräben parallel zum Hang auf. Weitere E-W-gerichtete Zerrgräben von vergleichbarer Länge finden sich auch in anderen Bereichen. Nördlich der Mauslochalm (*Malga Buco del Topo*, Nordhang der Naturnser Hochwart/*Guardia Alta di Naturno*) wurden hingegen vorwiegend N-S-orientierte Gräben mit Nackentälchen und auch Rückfallkuppen beobachtet, welche ebenfalls N-S bis NE-SW verlaufen. Komplexe Systeme von Nackentälchen beobachtet man bei Partscheil (*Masi Praticelli*), bei Aschbach (*Rio di Lagundo*) und Plazgum, wobei einige davon bis zu ca. 1 km Länge erreichen. Diese Strukturen verlaufen allesamt in E-W-Richtung.

Grabarbeiten im See östlich der Naturnser Alm (*Malga di Naturno*), welcher ein Nackentälchen ausfüllt, brachten Torfablagerungen ans Tageslicht. Entsprechende ^{14}C -Datierungen ergaben ein Alter von ca. 3000 Jahren BP (Bronzezeit). Das relativ junge Alter dieser Ablagerungen sowie die Errichtung von kleinen Dämmen im Bereich der Senke lassen auf eine Moorentwicklung

infolge eines menschlichen Eingriffs in Zusammenhang mit der Weidenutzung des Gebietes schließen (SOLDATI *et alii*, 2006).

Die tiefgründige Massenbewegung von Naturns (Vinschgau)

Die tiefgründige Massenbewegung von Naturns (*Naturno*) entwickelt sich mit einem Höhenunterschied von ca. 1000 m über rund 3,5 km² am Hang oberhalb des gleichnamigen Dorfes. Die Obergrenze ist dabei morphologisch gut erkennbar und stimmt mehr oder minder mit der Waldgrenze überein (Abb. 115).

Die tiefgründige Massenbewegung betrifft Gesteine der Texel-Einheit und wird deutlich von ENE-WSW streichenden Kluft- und Störungssystemen beeinflusst. Hierbei handelt es sich vermutlich um Dehnungsstrukturen, die den gesamten Hang betreffen und dessen morphologische Entwicklung steuern.

Die tiefgründige Massenbewegung von Schweinsteg (Passeiertal)

Der gesamte linke Hang des Passeiertals auf der Höhe von Saltaus (*Saltusio*) ist speziell in den oberen Lagen von verschiedenen Morphostrukturen gekennzeichnet. Die meisten Zerrgräben und Nackentälchen verlaufen N-S und NNE-SSW und treten zwischen 1800 m und 2100 m Höhe auf. Kleinere Geländekanten und Nackentälchen finden sich auch in den oberen Hangbereichen des Grates von Hirzer (*Punta Cervina*) und Hönigspitz (*Punta del Re*). Im Bereich der Hirzerhütte (*Rifugio di Punta Cervina*) versetzen die Geländekanten deutlich die Formen und Ablagerungen des Weissbrunn-Alm-Synthems. Im unteren Hangbereich sind die Strukturen weniger deutlich ausgeprägt. Dennoch erkennt man morphologische Verebnungen und schwache Gegenneigungen, die wahrscheinlich gravitativen Ursprungs sind. Aufgrund des kleinen Versatzes der Strukturen in höheren Hanglagen wurde die Untergrenze der tiefgründigen Massenbewegung unterhalb von 1825 m festgelegt, wo Bewegungsphänomene deutlich zu erkennen sind. Ein Großteil der Strukturen, die im Flachbereich oberhalb der Hirzerhütte auftreten, setzt sich lateral auf beiden Seiten der Felskämme fort, Allerdings fehlen durchgehende Abbruchflächen und Morphostrukturen, die auf die Miteinbeziehung des ganzen oberen Hangbereiches schließen lassen würden.

Die tiefgründige Massenbewegung von Prantach (Passeiertal)

Im Passeiertal tritt gegenüber von St. Martin in Passeier unterhalb des Riffelspitzes (*M. Sega*, 2060 m) eine tiefgründige Massenbewegung mit einer Fläche von etwa 2,5 km² auf. Kennzeichnende Merkmale sind eine schwache Wölbung im unteren Hangbereich sowie eine obere Anrisskante. Letztere stellt gleichzeitig die Gleitfläche der Massenbewegung dar (Abb. 116). Daneben zeugen zahlreiche und über den ganzen Hang verstreute Zerrgräben und Nackentälchen von diesem Phänomen.



Abb. 116 - Übersichtsfoto auf die linke Seite des Passeiertals gegenüber St. Martin in Passeier (Im Vordergrund); in der Bildmitte erkennt man die tiefgründige Massenbewegung von Prantach (Prantago, siehe Text). Die Gipfel im Hintergrund sind der Plattenspitz (Punta della Laste, 2326 m) links und der Riffelspitz (M. Sega, 2060 m) in der Mitte.

Eine Auswertung der Orientierung der Schieferung erlaubte die Unterteilung der Massenbewegung in mindestens zwei Abschnitte mit unterschiedlicher Deformation. Im oberen Abschnitt treten stark zerklüftete Gesteine des Grundgebirges auf, dennoch stimmen die strukturellen Daten der Schieferung mit den regionalen grundsätzlich überein, was auf eine nicht allzu ausgeprägte Deformation hinweist. Im unteren Abschnitt streuen die entsprechenden Daten hingegen erheblich und lassen auf eine ausgeprägte Deformation des Gebirges schließen.

Die tiefgründige Massenbewegung von Matatz im Ulfastal (Passaiertal)

Eine etwas kleinere tiefgründige Massenbewegung tritt am rechten Hang des Ulfastals unterhalb der Matatzspitze (*Punta di Mataz*, 2179 m) auf. Das Phänomen ist durch eine markante Doppelgratbildung nördlich der Matatzspitze gekennzeichnet. Die Massenbewegung wird von NE-SW-gerichteten Trennflächen gesteuert und erstreckt sich an diesem Hang nach SW in Richtung des Kleinen Kolbenspitz (*Piccola Clava*).

Die tiefgründige Massenbewegung von Unterberg (Pensertal)

An der nordöstlichen Blattgrenze wurde auf der linken Seite des Unterbergertals (*Valle di Sottomonte*) eine tiefgründige Massenbewegung im Anfangsstadium erkannt. Die Anrisskante liegt östlich der Hochwart (*Guardialta*, 2746 m). Die Bewegung bewirkt die Entwicklung von zahlreichen meist NE-SW-verlaufenden Nackentälchen und Geländekanten parallel zur Periadriatischen Linie. Doppelgratbildungen beobachtet man an der Wasserscheide vom Hochalplspitz (*Cima dell'Alpetta*, 2536 m) zur Hochwart. Die Anrisskante zeigt einen Versatz von über 50 m.

Die Massenbewegung erfasst eine Oberfläche von ca. 2,7 km². Das Fehlen von Rutschmassen am Hangfuß und das Auftreten von noch nicht gänzlich zerlegten Gebirgsbereichen lassen auf ein junges Entwicklungsstadium der Massenbewegung schließen. Deshalb wurde in der geologischen Karte nur die Lage der wichtigsten morphologischen Elemente eingezeichnet; eine flächige Abgrenzung des Phänomens war nicht möglich.

Als Auslöser dieses Phänomens kommen die mächtigen Kataklastitstreifen, die sowohl im Kambereich als auch am Hangfuß auftreten und an die Scherzonen der Pens-Einheit geknüpft sind, in Frage. Diese Kataklastite verlaufen in Richtung NE-SW und somit parallel zu den kartierten morphologischen Strukturen.

3. - HYDROGEOLOGIE

Die Hauptaquifere im Blattbereich können wie folgt klassifiziert werden:

- (a) *Porengrundwasserleiter*. Die Durchlässigkeit ist an den Porenraum der quartären Sedimente, wie kiesige Ablagerungen im Talboden oder auf Schwemmfächern, glazigene und gravitative Bildungen, gebunden. Die alluvialen Talbodensedimente bilden einen freien, ungespannten Grundwasserkörper, der in hydraulischer Verbindung mit den jeweiligen Wasserläufen steht. Es können aber auch gespannte Grundwasserkörper auftreten. 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 Kluftdichte und den Auflockerungsgrad des Gebirges gebunden. Die Gesteine der Etschtaler Vulkanit-Gruppe und der plutonischen wie subvulkanischen Körper sind im Allgemeinen wasserundurchlässig, durch Störungen und Klüfte kann aber auch hier eine sekundäre Durchlässigkeit entstehen und das Gebirge einen begrenzten Wasserhaushalt aufweisen. Die vorwiegend karbonatischen Gesteine (Kalke, Kalkarenite, Marmore) treten im Kartenblatt nur selten auf oder liegen inmitten von praktisch undurchlässigen terrigenen oder mergeligen Formationen. Hier können möglicher Weise Kluftwasseraquifere auftreten; Lösungserscheinungen konnte bis dato nicht dokumentiert werden.

Südlich der Einmündung des Töllgrabens (*Tovo di Tell*) (Etschtal *s.s.* und Meraner Kessel) kann das hydrogeologische System der Etschtalsole schematisch in vier hydrogeologische Haupteinheiten unterteilt werden. Diese sind ab der Geländeoberkante (siehe auch AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE, 1998):

- Oberflächennaher ungespannter Aquifer (mit freiem Grundwasserspiegel) in den Kiesen, Kiesen und Blöcken sowie Kiesen und Sanden der Hauptflüsse und der Seitenkegel. Dieser Aquifer zeigt größte Mächtigkeiten in den oberen Kegelbereichen, wo im Rahmen der Wildbach- und Murablagerungen die grobkörnigen Sedimente mit Blöcken bis zu 1-2 m³ abgelagert wurden. Geringere Mächtigkeiten von auch nur wenigen Metern finden sich im distalen Bereich, wo die feinkörnige Siltmatrix überwiegt, oder im Bereich der trockengelegten Moore und in der Überschwemmungsebene. Im Detail erreicht die Mächtigkeit 70–80 m in den Bereichen der Kegel von Töll (*Tel*), Algund (*Lagundo*), Mais (*Maia*), jenem der Passer und des proximalen Falschauerkegels (*Rio Valsura*). Im Etschtal nördlich von Marling (*Marlengo*) und im mittleren-distalen Bereich des Falschauerkegels liegt eine Aquifermächtigkeit von 40–60 m vor. Noch geringere Mächtigkeiten (15–30 m) finden sich in den distalen Kegelbereichen von Mais und Tschermes (*Cermes*), im Talboden zwischen dem Mäuser Pferderennplatz und Sinich (*Sinigo*) sowie im zentralen Talbereich südlich des Bahnhofs Lana-Burgstall. Der Flurabstand beträgt im Mittel rund 30–40 m im oberen Bereich der Schwemmfächer und nähert sich im Etschtalboden bis auf 2–8 m der Geländeoberfläche. Der geringste Flurabstand (< 2 m) tritt im Bereich der trockengelegten Stümpfe (z.B. östlich von Niederlana/*Lana di sotto* und südlich von Burgstall/*Postal*) mit ihrem System von vernetzten Kanälen und Drainagegräben auf. Im Meraner Kessel zeigen die jahreszeitlichen Grundwasserschwankungen ein Minimum in den Monaten März-April und einen Höchststand im August. In diesem Abschnitt des Etschtals wird der Aquifer vorwiegend durch Sickerwasser aus den Bachläufen der Etsch und der Passer gespeist. Die Schwankungen des Grundwasserspiegels erscheinen gegenüber den höchsten und niedrigsten Jahresmittelwerten recht unregelmäßig verteilt. Nördlich von Tschermes-Sinich beträgt die Schwankung über 5 m, im Bereich von Marling werden sogar maximale Schwankungsbreiten von 8–10 m erreicht. Dies ist wahrscheinlich auf einen regen Wasseraustausch mit der Etsch zurückzuführen.
- Ein halbgespannter Aquifer aus mehreren Grundwasserstockwerken, generell unterhalb eines mäßig mächtigen ungespannten Aquifers. Diese hydrogeologische Einheit besteht aus einer Wechsellagerung von kiesig-sandigen Lagen fluviatiler Herkunft mit gespannter Grundwasserführung und siltig-tonigen Lagen mit geringer Durchlässigkeit; dieser Aquifer wird von den Tiefbrunnen bei Sinich zur Wasserversorgung von Meran genutzt.

- Ein tiefliegender, regional ausgebildeter Aquitard (Grundwasserhemmer) wird von einer mächtigen Serie feinkörniger Sedimente (feine Sande, Silte und Ton) gebildet. Die Sedimentation ist auf vorwiegend lakustrine Bedingungen zurückzuführen. Die geo-physikalischen Untersuchungen im Meraner Becken (AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE, 1998; JOANNEUM RESEARCH, 1999; CUCATO & FELBER, 2002) ergaben für diesen Aquitard eine Tiefe zwischen rund 210 m unter GOK bis maximal 620 m unter GOK im tiefsten Talbereich.
- Der Festgesteinsuntergrund stellt in regionalem Maßstab die wasserundurchlässige Untergrenze dar.

Im Vinschgau sind die hydrogeologischen Verhältnisse nur für den oberen Abschnitt (50 m) des alluvialen Apparates bekannt, da keine Daten zu den unterlagernden Sedimenten oder der Felslinie vorliegen. Der große Komplex der zwei sich überlappenden Kegel des Zielbachs (*Rio di Tel*) (Partschins-Rabler/*Parcines-Rablà*) und des Töllgrabens (*Tovo di Tel*) besteht aus grobkörnigen, schlecht sortierten Sedimenten mit feinkörnigen Linsen und Lagen. Dieser ungespannte Aquifer führt das versickerte Wasser dieser beiden Bäche, wenn auch mit einem erheblichen Unterschied zwischen den Bächen, aufgrund der geomorphologischen Gegebenheiten des Töllgrabens. Dessen Kegel wird vom Graben tief eingeschnitten, wodurch die ungesättigte Zone besonders im Wurzelbereich des Kegels deutlicher ausgebildet ist. Zwischen Naturns (*Naturno*) und Rabland (*Rablà*) beherbergt die Etschtalebene einen halbgespannten Aquifer mit mehreren Grundwasserstockwerken. Die zahlreichen Brunnenbohrungen in diesem Bereich zeigen in den ersten 20 m zumindest eine bis zwei grundwasserhemmende Lagen einer niedrigerenergetischen Sedimentation (Feinsand, Silt, Torf) im Wechsel mit gut durchlässigen Lagen (Sand und Kies, sandige Kiese). Die Speisung des Aquifers erfolgt durch Versickerung seitens der Etsch.

Unter den wichtigsten Seitentälern sticht das Passeiertal mit grobkörnigen und gut durchlässigen Talbodenalluvionen (Schotter und Blöcke) hervor. Sie stellen ein Aquifer in direkter Verbindung mit der Passer als wichtigstem Wasserlieferant dar.

Hauptquellen und deren Wassereigenschaften

In der Provinz Bozen gibt es neben den ungefassten und gefassten Quellen einer mehr oder weniger lokalen Wasserversorgung auch noch Mineralwässer, die gewerblich abgefüllt (D.L. 25/01/1992 n.105) werden oder in früheren Zeiten zu Heilzwecken als „Bauernbäder“ benutzt wurden. In jüngeren Zeiten 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. Sie wurden unter einer großen Anzahl von Quellen, die seit langer Zeit für lokale Bauernbäder mit Trinkkuren und Bädern genutzt oder aber bereits gewerblich in Flaschen abgefüllt wurden, anerkannt. Die Mineralwasserquellen im Blattbereich „Meran“ sind in Tabelle 8 zusammen mit den wichtigsten Eigenschaften aufgelistet.

Das Mineralwasser von Bad Egart (*Bagni di Egarto*) entspringt auf einer Höhe von 550 m in der Ortschaft Töll (*Tel*, Gemeinde Partschins/*Parcines*), SW des alten Bahnhofs. Bad Egart ist sicher seit 1430 bekannt. Es wird behauptet, dass die Quellen schon die Römer benutzt haben sollen. Das historische Bad Egart konnte das Wasser von drei verschiedenen Quellen anbieten: Das schwefelhaltige Wasser, welches direkt im Haus zutage tritt, wurde vorwiegend für Bäder verwendet. Das eisenhaltige Wasser wurde für Trinkkuren benutzt. Eine dritte „Birkenquelle“ entspringt im Wald oberhalb des Bades und ist als Mineralwasser anerkannt worden.

Auch die Quelle des Tauferer Badl, die oberhalb Tscherms auf einer Höhe von 625 m entspringt, ist schon seit langer Zeit, wahrscheinlich schon seit dem 14. Jahrhundert, bekannt. Sie wurde als leicht mineralhaltig eingestuft.

In den 30er Jahren des vorigen Jahrhunderts wurden auf der Bärenbadalm im Bereich des Vigiljoches einige Wasseraustritte mit beträchtlicher Radioaktivität

Tab. 8 - Wichtigste Mineralquellen auf Blatt „Meran“.

Quelle	Bad Egart	Bad Egart	Bärenbad	Großer Stollen
Gemeinde	Partschins	Tscherms	Lana	Lana/Tscherms
Ortschaft	Töll (Bahnhof)	Tauerberg	Vigiljoch	Vigiljoch
Höhe (m. ü.d.M.)	506	615	1530-1640	1504
Schüttung (l/s)	0,05	0,12	1,2-5,1	4,5-50
T (°C)	9,2	9,8	5,5	6,2
Leitfähigkeit (µS/cm)	530	410	49	80
chemische Eigenschaften	Iodhaltig, mit Spuren von Al, Li, Br	Iodhaltig, mit Spuren von Li und Br	radioaktiv	radioaktiv, fluor- und iodhaltig mit Spuren von As
Klassifizierung	leicht mineralhaltig	leicht mineralhaltig, eisenhaltig	sehr leicht mineralhaltig, fluorhaltig	leicht mineralhaltig, fluorhaltig

gefunden. Daraufhin wurde begonnen, die einzelnen Wasseraustritte auch mit Stollengrabungen zu fassen und zu analysieren. Die Bärenbadquelle wird seit 1960 abgefüllt und unter dem Namen Meraner Mineralwasser - Quellen St. Vigil, vertrieben.

Nach der Entdeckung der radioaktiven Bärenbadquellen zeigten hydrogeologische Untersuchungen, dass durch den Bau eines Stollens noch wesentlich mehr Wasser abgeleitet werden könnte. Um 1940 begann man auf 1500 m Höhe mit dem Vortrieb eines Stollens von über 1 km Länge. 1942 wurde der Stollen fertiggestellt. Auch das Wasser aus diesem „Großen Stollen“ von St. Vigil ist wie die Bärenbadquelle schwach radioaktiv und leicht mineralhaltig, bzw. fluorhaltig. Die Wässer werden in den Thermalbädern von Meran verwendet und gelangen über eine Druckrohrleitung in die 1220 m tiefer gelegene Stadt. Am Austritt beträgt die Wassertemperatur zwischen 4,3-11,9 °C, wodurch dieses vor der Verwendung in den Thermen nochmals erwärmt werden muss.

4. - GRUBEN, STEINBRÜCHE UND BERGBAU

(*M. Cucato und V. Mair*)

Die Abbautätigkeit betrifft vor allem Zuschlagstoffe, Schotter und Sande, die nahezu ausschließlich in der Bauindustrie Verwendung finden. Die wichtigsten Schottergruben liegen in alluvialen Ablagerungen im Talbodenbereich oder auf gemischten Kegeln sowie Hangschuttbildungen. Unter den Gruben im Talboden sei der seit mehreren Jahrzehnten periodisch aktive Abbau am Falschauerkegel nördlich von St. Agatha (*S. Agata*) und bei der Industriezone Lana erwähnt. In diesem Bereich tritt eine 1-2 m mächtige Deckschicht aus Sanden auf, die auf sandigen Kiesen mit Sandlinsen liegt. Der Aushub erreicht örtlich eine Tiefe von 15 m unter GOK und erlaubt die Gewinnung von hochwertigen Materialien, die nach entsprechender Siebung dem lokalen Markt zugeführt werden. Weitere bedeutsame Gruben im Passeiertal, östlich von Dorf Tirol (*Tirol*) und nördlich von Six (St. Martin in Passeier/*S. Martino in Passiria*), fördern die Talschotter der Passer. Hier reichen die Gruben rund 10 m tief, ohne dabei ins Grundwasser zu gelangen. Geringere Mengen werden im Vinschgau, generell im Nahbereich des heutigen Etschbettes, gewonnen. Aufgelassene Gruben werden mit minderwertigerem Material verfüllt und renaturiert und dann meist landwirtschaftlich (Apfelanbau) genutzt.

Im Steinbruch Gerloswald (nordöstlich von St. Martin in Passeier) werden große Blöcke aus Biotitgranitgneisen gewonnen, die für Zyklopenmauern und im Straßenbau Verwendung finden. Weitere Steinbrüche zur Gewinnung solcher Blöcke liegen zu beiden Seiten des oberen Kegelbereichs des Naifbachs.

Im Steinbruch Möltner Joch, nördlich von Mölten (*Meltina*), wird Grödner

Sandstein abgebaut. Dieser wurde in der jüngeren Vergangenheit für kurze Zeit auch in einigen kleineren Steinbrüchen beim Schuster in der Gemeinde Vöran (*Verano*) gewonnen. Eine vergangene Porphyrgewinnung erfolgte NE von Sinich (*Sinigo*), am Hangfuß unterhalb von Schloss Fragsberg (*Castel Verruca*), wo Blöcke aus rhyodazitischen Laven der Laugen-Formation abgebaut wurden.

Schließlich sei noch der Steinbruch Weisswand auf dem mittleren rechten Hang des Vinschgaus gegenüber von Partschins (*Parcines*) erwähnt. Hier werden Marmore der Pejo-Einheit als Rohstoff für Verputzmaterialien abgebaut.

Direkt neben Schloss Trauttmansdorff (*Castello di Nova*) wurde Ton aus feinen glaziolakustrinen Sedimenten gewonnen und für die Ziegelindustrie verwendet. Heute ist die Grube verfüllt und renaturiert und in die Gärten von Schloss Trautmannsdorf eingegliedert.

Der einzige, heute aufgelassene Bergbau im Blattbereich Meran liegt am Masulbach (*Rio Masul*), knapp östlich von Verdins (*Verdines*). Der Stollen befindet sich auf einer Höhe von 1150 m auf der linken Seite des Masultals und zeigt Vererzungen aus Muskovit, Beryll, Turmalin und Granat entlang eines Pegmatitganges (*OGA*), der die Sillimanit-führenden Glimmerschiefer der Schenna-Einheit (*OVM*) durchschlägt. Der Bergbau wurde im vorigen Jahrhundert in kurzen Abschnitten ab den 30er Jahren bis zum Zweiten Weltkrieg betrieben. In einer ersten Phase wurden Dezimeter große Muskovitkristalle zur Verwendung als elektrische Isolatoren abgebaut. Im letzten Weltkrieg wurde versucht, das Leichtmetall Beryllium aus den Mehrdezimeter großen Beryllkristallen zu gewinnen. Grund hierfür war dessen zunehmende Wichtigkeit in der Kriegstechnologie (deutsche Raketen - *Vergeltungswaffen VI* und *V2*). Angesichts der logistischen Schwierigkeiten und der begrenzten Ausdehnung der Lagerstätte wurde der Abbau sofort wieder eingestellt (BAUMGARTEN *et alii*, 1998).

5. - ÜBERSCHWEMMUNGSEREIGNISSE

(*P. Macconi*)

Zahlreiche historische Dokumente zeugen von Überschwemmungen im Meraner Stadtgebiet durch Etsch und Passer (auch gleichzeitig). Die schlimmsten Ereignisse der Etsch wurden in den Jahren 1604, 1789 (vollständige Überflutung der Talebene unterhalb von Meran), 1817, 1821 (Verklauserung des Etschlaufs durch die Passer), 1868 (großer Schaden in Forst/*Foresta* und Algund/*Lagundo*) verzeichnet. Meran wurde außerdem von den großen Überschwemmungen der Jahre 1882 und 1885 heimgesucht, welche das gesamte Etschtal betrafen und über mehrere Monate in eine sumpfige Fläche mit stehenden Gewässern verwandelten. Die späteren Überschwemmungen hatten, mit Ausnahme eines Damnbruchs bei

Sinich (*Sinigo*) im Jahre 1917, nur mehr Auswirkungen im Etschtal unterhalb von Meran.

Oberhalb von Meran ist die orographisch linke Seite des Etschtals durch steile Hänge mit einem dünnen Bodenhorizont und einer thermophilen Vegetation, bzw. bloßliegenden Bereichen gekennzeichnet. In den Bereichen von einst intensiver Beweidung sind heute verbreitet Erosionsprozesse zu beobachten. Dadurch reagieren die Einzugsbecken auf Starkniederschläge mit einem schnellen und starken Oberflächenabfluss. Dieses hydrologische Verhalten führt in Verbindung mit der großen Schuttverfügbarkeit in den Erosionszonen oberhalb der Waldgrenze und in den Bacheinschnitten zu einer hohen Frequenz an alluvialen Phänomenen auf diesem Hang. Der Lahnbach (*Rio Lana*) direkt östlich von Naturns (*Naturno*) unterbrach mehrfach den Verkehr an der Staatstrasse 38 und überschwemmte die umliegenden Kulturgründe. Bisher wurden 9 Murereignisse registriert, davon allein 5 in den letzten 10 Jahren. Durch die Errichtung eines Rückhaltebeckens wurde diese Gefahr teilweise gebannt.

Etwas weiter östlich verläuft der Zielbach (*Rio di Tel*) mit einem deutlich größeren Einzugsgebiet (32 km²) im Inneren der Texelgruppe und zahlreichen seitlichen Zubringern aus den glazialen Talmulden und Karen. Die morphodynamische Aktivität des Baches, der im großen Fächer von Rabland (*Rablà*) ausläuft, wird durch 21 Überschwemmungsereignisse belegt, die von 1503 bis 2009 sowohl am Hauptbach, als auch an den Nebenbächen verzeichnet wurden. Von besonderer Bedeutung sind hierbei die Übersarungs- und Murereignisse von 1772 und 1868, die nahezu den ganzen westlichen Bereich des Rablander Kegels betrafen.

Der Töllgraben weist im Talschluss ein Becken mit diffusen aktiven Erosions- und Rutschungsphänomenen auf. Dieses Gerinne ist entscheidend für den Feststofftransport der Etsch unterhalb der Töller Staumauer verantwortlich. Der Bau des Wasserkraftwerks ermöglichte eine geregelte Einspeisung und dadurch eine einfachere Absonderung der Schuttfracht, wodurch wiederum die Gefahr einer Verklausung deutlich gesenkt wird. Die jüngsten Murereignisse gehen auf die Jahre 1987, 2003, 2004 und 2009 zurück.

Zwischen Algund (*Lagundo*) und Meran befinden sich drei Bäche, der Grabbach (*Rio Grab*), der Burgbach (*Rio di Mut*) und der Gratscherbach (*Rio di Quarazze*), die zwar durch relativ kleine Einzugsbecken gekennzeichnet sind, jedoch sehr steil verlaufen und somit sehr schnell reagieren und als gefährlich eingestuft werden. Während eines Murereignisses im Becken des Gratscherbachs im Jahr 1850 verloren 8 Personen das Leben. Die Gefährlichkeit dieser Gerinne wird durch teils aufwändige und große Wasserschutzbauten aus verschiedenen Epochen untermauert.

Unterhalb von Meran verlaufen auf der linken Talseite die wichtigen Seitenbäche Naifbach (*Rio di Nova*) und Sinichbach (*Rio Sinigo*), deren Einzugsbecken im Gebiet zwischen Ifinger (*Picco Ivigna*) und Hafling (*Avelengo*)

liegen. Das Becken des Naifbachs ist von ausgedehnten Erosionsbereichen und tiefen Einschnitten gekennzeichnet. In der Geschichtsschreibung findet sich eine lange Liste an Überschwemmungen des Naifbachs, vor allem in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Von den insgesamt 23 dokumentierten Ereignissen stechen jene in den Jahren 1372, 1613, 1757, 1889 und 1902 hervor. Nach umfangreichen Verbauungen des Bachbettes wurden diese Ereignisse erheblich gedrosselt. Auch das angrenzende Einzugsbecken des Sinichbaches zeigt weite Erosionsbereiche im Talschluss, die in der jüngeren Vergangenheit umfangreich und vor allem durch ingenieurbologische Maßnahmen verbaut wurden. Unter den insgesamt 7 dokumentierten Ereignissen ist die nicht allzu lang zurückliegende Übersarung im Jahr 2007 zu erwähnen, die großen Schaden an den 1956 erbauten Konsolidierungssperren verursachte.

Der orographisch rechte Hang des Etschtals ist durch sekundäre Becken von mittlerer Neigung, recht tiefreichende Bodenbildung, eine kontinuierliche und gut gefestigte Waldbedeckung sowie eher kleinräumige Erosionsphänomene gekennzeichnet. Die Überschwemmungsereignisse sind hier deutlich seltener und im Vergleich zu den Gerinnen am gegenüberliegenden Hang auch schwächer ausgeprägt. In den Jahren 2000 und 2002 verursachten intensive Starkniederschläge auch Schäden auf dieser Hangseite, jedoch in weit höherem Maß und Verbreitung im angrenzenden Ultental (*Val d'Ultimo*). Das Ultner Einzugsgebiet, bzw. jenes der Falschauer (320 km²), ist nach dem der Passer (415 km²) das zweitgrößte von Bedeutung für das Blatt „Meran“. Unzählige Überschwemmungen suchten im Lauf der Geschichte das Dorf Lana auf der Ostseite des Falschauerkegels heim, darunter sind besonders jene von 1758, 1789, 1868, 1882, 1906, 1907 und in jüngerer Vergangenheit von 1960 zu erwähnen. Die Errichtung einer Reihe von Stauseen entlang des Ultentals im Laufe des vorigen Jahrhunderts hat das hydrologische und hydraulische Regime der Falschauer grundlegend verändert.

Kurz vor der Einmündung der Passer in die Etsch quert sie den Stadtbereich von Meran. Hier kann man vielerorts die zahlreichen Bemühungen der Menschen im Laufe der Jahrhunderte zum Schutz vor Überschwemmungen beobachten. Den wichtigsten Einfluss auf die Passer hatten die wiederholte Aufstauung und der folgende Ausbruch eines Abdämmungssees (Kummersee), der sich durch eine große Massenbewegung talabwärts von Rabenstein (*Corvara in Passiria*) wiederholt bildete. Die erste Bildung des „Kummersees“ erfolgte im Jahr 1401. Ein schneller Ausfluss ereignete sich in den Jahren 1419, 1503, 1512, 1572, 1721, 1772, 1773, 1774 und verursachte schreckliche Hochwasserwellen mit schweren Folgen für das ganze Passeiertal und Meran. Allein im Jahr 1419 fanden 400 Menschen den Tod. Sechs der acht Ereignisse fanden im Herbst (September-Oktober) statt und sind auf die jahreszeitlich verstärkten Niederschläge zurückzuführen.

In Hinblick auf die Überschwemmungen in direktem Zusammenhang mit

den Niederschlägen konnten durch den Vergleich von zahlreichen Quellen rund 50 Ereignisse seit 1318 ausgemacht werden. Im vorigen Jahrhundert fanden die größten Überschwemmungen in den Jahren 1901, 1918, 1927, 1965, 1966, 1987 und 1999 statt.

Im Talabschnitt zwischen St. Leonhard in Passeier und Meran nimmt die Passer Zuflüsse von verschiedenen Seitenbächen auf, die in früheren Zeiten mehrmals Talverkläusungen oder eine Verlegung des Flusslaufs verursachten.

Die gefährlichsten Wasserläufe treten auf der linken Talseite auf: das Bachbett des Keltalbaches (*Rio Lega*) ist in den steilen und instabilen Felshang des Plattenspitz (Punta delle Laste) eingetieft. Dieser Bach verursachte im vorigen Jahrhundert 4 Überschwemmungen, zuletzt im Jahr 2009. Das schwerste Ereignis im Jahr 1959 kostete 10 Menschenleben. Daneben finden sich der Kollerbach (*Rio di Belcolle*) mit 3 dokumentierten Ereignissen, der Grafeisbach (*Rio di Graves*), wo 1940 ein Hochwasserereignis 8 Menschenleben forderte, sowie der Masulbach (*Rio Masul*) mit ebenfalls 3 bekannten Ereignissen, das letzte davon im Jahr 1988.

PROTECTED
CARGO

PROGETTO
CARG

ABSTRACT

The new Merano sheet (scale 1:50,000) depicts one of the most complex portions of the central-eastern Alps, extending across the Insubric line. The mapped area includes the Southern Alps, exposed SE of the fault system, and a large area belonging to the Austroalpine domain NW of it.

Several tectono-metamorphic units have been distinguished in the **Austroalpine domain**, based on the definition of their structural and metamorphic evolution and on the occurrence of brittle to ductile shear zones along their boundaries.

In the SW part of the sheet four units have been distinguished: the **Ultimo** and **Tonale units** belonging to the **Tonale nappe**, the **Marleno tectonic slice** and the **Pejo unit**, the last one related to the **Ortler-Campo nappe**.

The **Ultimo unit** extends in a small area between the N-Giudicarie and the S. Elena lines and consists of two-micas staurolite and kyanite paragneiss (*TUN*), and orthogneiss (*TUO*).

The **Tonale unit** crops out along the lower segment of the Ulten Valley, forming the northern end of the unit. It is separated from the Ultimo unit by the mylonites of the S. Elena line and from the Marleno tectonic slice by brittle-ductile shear zones. In the northern part, the Tonale unit is directly juxtaposed to the Southalpine basement along the N-Giudicarie line. The unit mainly consists of sillimanite gneiss (*TTP*) with minor amphibolites (*TTA*), often with garnet (*TTA_a*). Pegmatite dykes (*OGA*) crosscutting the S_2 foliation occur close to the Insubric line. The structural setting of this unit is very complex, due to the occurrence of pervasive cataclastic shear zones possibly coeval to the activity of the Periadriatic fault system.

The **Marleno slice** forms a 5 km wide, sinuous, NNE-SSW trending strip

extending between Rifiano and the southern boundary of the sheet. The unit is bounded by the left-lateral cataclastic shear zones of the Forst fault, by the Pavicolo line, the N-Giudicarie line, and finally by the Passeier line N of Merano separating its NE part from the Scena and Punta Cervina units. The unit forms a complex wedge between the Ortler-Campo and the Tonale nappes to the south, whereas to the north it crops out between the Texel unit and the Southalpine basement. The Marleno tectonic slice has been defined due to its peculiar composition. In fact, no pegmatite and marble layers, common in the Ortler-Campo nappe, occur in this unit. In addition, the regional trend of the S_2 foliation is almost different from the one shown by the surrounding units, suggesting a sharp structural separation. The unit includes quartzite gneiss (*OUP*), banded gneiss (*OUP_a*), garnet, staurolite and kyanite mica schists (*OUM*), with orthogneiss (*OOR*), leucocratic orthogneiss (*OUO*), quartzite (*OUQ*) and amphibolite (*OUA*).

The **Pejo unit** forms the entire southern slope of the Vinschgau Valley between Naturno and Forst, extending from the Adige river up to the watershed and also beyond it. The Forst fault separates this unit from the Marleno tectonic slice, whereas to the north it is separated from the Texel unit by the Thurnstein mylonites, which show a normal to left-lateral kinematics. The Pejo unit displays a medium-grade metamorphism, probably Variscan in age, followed by an Alpine greenschist facies re-equilibration. Two micas gneiss (*OOP*) with a pervasive mylonitic foliation dominate along the Vinschgau Valley below 1700 m a.s.l. They are often associated with migmatitic-like layers and lenses of foliated Permian pegmatite dykes (*OGA*), and orthogneiss (*OOG*). Amphibolite (*OAF*) and marble layers (*OMA*) also occur. In the upper part of the unit, garnet and staurolite mica schists (*OMI*) are exposed, with minor amounts of amphibolite (*OAF*), marble (*OMA*), and quartzite (*OQU*). Metadiorites (*OGD*) and metagabbros (*OGD_a*), possibly Permian in age, intrude the unit.

The **Texel (Tessa) unit**, including most of the Tessa massif, crops out west of the Passirio river extending to the Monteneve unit to the north. The Passirio fault to the east and the Thurnstein mylonites to the south also bound the unit. Two main features characterize the Texel unit: the Parcines orthogneiss (*OTH*), which are considered Lower Palaeozoic (Caledonian) meta-intrusives, and the occurrence of a penetrative Alpine metamorphism. The Texel unit displays a polyphase metamorphic evolution with a dominant syn- D_2 amphibolite facies imprint of Alpine age, followed by a pervasive greenschist facies retrogression during a D_3 event. Eclogites (D_1) are locally preserved as small boudins within garnet amphibolites. Garnet amphibolites with plagioclase or amphibole+plagioclase symplectites are also widespread. An HP syn- D_1 metamorphic event is also recorded in the metapelites of the unit. Radiometric data constrain the eclogitic event at 85 Ma. The Texel unit mainly consists of banded paragneiss (*OTP*), garnet- and staurolite-mica schists (*OTM*), with amphibolite (*OTF*) with eclogitic relics (*OTE*),

quartzite (*OTQ*), thick marble layers (*OTB*), and calc-schists (*OTC*). The upper part of the unit, rich in marble and calc-schists layers forming the transition between the Texel and the Monteneve unit, was previously related to the so called “Laas Serie” attributed by several authors to the Monteneve unit. Nice folds with superposed interference patterns resulting from the D_{1+2} and D_3 deformational events are exposed in the high peaks of the Tessa massif. Steeply plunging folds characterize the last important stage of ductile deformation (D_3) especially in the Pfossen Valley close to the boundary with the Monteneve unit. The Parcines orthogneiss (*OTH*) largely extends in the central-southern part of the unit forming a large WSW-ENE trending body including also well preserved meta-intrusive (*OTL*) with relics of intrusive textures.

The **Monteneve unit** is exposed in a small area along the high mountain ridge separating Italy from Austria in the NE part of the sheet. The contact with the underlying Texel unit is often marked by discontinuous mylonitic shear zones. The Monteneve unit here includes mica schists with large garnets (*OSF*), amphibolite (*OSA*), often rich in garnet (*OSA_a*), thick garnet-rich quartzite layers (*OSQ*), marbles (*OSB*), and calc-schists (*OSC*). This peculiar lithological association has been traditionally considered as a monometamorphic unit, that experienced only Alpine metamorphism with peak metamorphic conditions close to the eclogite-amphibolite facies transition. We suggest that at least 3 different deformational events affected the unit, the last one (D_3) being in common with the evolution of the Texel unit. The Monteneve unit is deeply involved in the D_3 folds, also affecting the tectonic boundary with the Texel unit.

East of the Passirio River, four tectono-metamorphic units are exposed: the **Scena, Punta Cervina, Pennes and S. Leonardo units**. Common features are a general pre-Alpine radiometric age of minerals, and the occurrence of important NNW-dipping shear zones marking their tectonic boundaries, which are sharply cut by the late Tertiary left-lateral Passirio fault.

The **Scena unit** extends in the southernmost part of the area between the Insubric and Rio Masul lines. It mainly consists of garnet-staurolite-sillimanite gneisses (*OVP*) and mica schists (*OVM*) with minor amphibolites (*OVA*), and amphibolic gneisses. Mylonitic marble layers (*OVB*), and quartzite (*OVQ*) occur close to the Insubric line. The occurrence of sillimanite replacing garnet and, locally, of K-feldspar within garnet-biotite gneisses, indicates higher temperatures with respect to the nearby Punta Cervina and S. Leonardo units during the Variscan evolution. A large pegmatite dyke (*OGA*) crops out at the old mine of Rio Masul.

The **Punta Cervina unit** is directly located north of the Scena unit forming a NW-SE trending belt developed in the hanging wall of the Rio Masul shear zone. The Punta Cervina unit is bounded to the north by the mylonites of the Pennes unit. The Punta Cervina unit consists of garnet-kyanite-staurolite gneiss (*OCF*)

and *OCP_a*), with large kyanite crystals (up to 10 cm). Minor amounts of amphibolite (*OCA*), quartzite (*OCQ*), and thick layers of granitic gneisses (*OCO*) also occur. The km-thick high-angle NW-dipping shear zone of Rio Masul, forms the southern part of the unit; it consists of mylonitic gneisses (*OCX*) including other lithologies characterized by a pervasive mylonitic fabric with superimposed discrete cataclastic fault zones often injected by pseudotachylite veins. Fine-grained ultramylonites show greenschist facies conditions with stable biotite. The kinematics of the shear zone strongly recalls the Merano-Mules line, showing an almost along-dip stretching lineation and a top-to-the SE shear sense.

The **Pennes unit** forms a few km large stripe between the S. Leonardo unit to the north and the Punta Cervina unit to the south. This poorly known unit represents an important intra-Austroalpine shear zone extending from the Passirio Valley to Vipiteno out of the mapped area. It includes mylonitic orthogneiss (*OPG*) and deformed but poorly metamorphic metasediments. Metaconglomerates with metasandstones (*OPC*), and carbonates (*OPD*), belonging to the Permian to Triassic Austroalpine sedimentary cover, are preserved along the Sarentino-Passiria watershed. The shear zone shows a complex polyphase evolution recording a progressive exhumation from ductile to brittle condition. A mylonitic fabric with white mica, chlorite and quartz ribbons occurs both in metasandstones and in the deformed orthogneiss. Stretching lineations mainly suggest a motion of the top to the S/SW. The mylonitic shear zone is overprinted by right-lateral brittle-ductile shear zones.

The **S. Leonardo unit** crops out in the NE part of the sheet, north of the Pennes unit. It extends up to the normal left-lateral Giovo fault out of the Merano sheet. It mainly consists of retrogressed garnet-staurolite gneisses (*OJP*), with orthogneiss derived from a granitic protholith (*OJO*), showing large K-feldspar porphyroclasts (*OJF*). Mica schists (*OJM*), quartzite (*OJQ*) and amphibolite boudins (*OJA*) have been also mapped.

The **Southern Alps** domain is localized in the SE sector of the Sheet, SE of the Insubric Line, and is characterized by the absence of any Alpine metamorphic overprint.

This domain includes a Variscan metamorphic basement, intruded by lower Permian acid plutons (Ivigna and Monte Croce bodies) and several related dykes. The basement is covered by:

- a) a thick Lower Permian sub-aerial volcanic sequence (Athesian Volcanic Group);
- b) an Upper Permian-Lower Triassic sedimentary cover of continental and shallow water marine sediments (Valgardena Sandstones and Werfen Fm).

The metamorphic basement mainly consists of garnet bearing phyllites (+ biotite, muscovite, plagioclase, chlorite) and acid meta-volcanites ("porfiroidi" *Auct.*) with minor muscovite quartzites and metabasites. The metamorphism is

Variscan (350-320 Ma) and the metamorphic grade reached the greenschist facies (garnet sub-facies) with a metamorphic peak around $T \sim 460\text{-}520^\circ\text{C}$ (for $P \sim 0.3\text{-}0.5$ GPa).

The S_2 schistosity is cut by many rhyodacitic dykes and by two huge intrusive bodies: the Ivigna Granodiorite and the Monte Croce Granodiorite; both of them form NE-SW elongated plutons emplaced ~ 285 Ma very close to the Insubric Line and are composed by granodiorite - monzogranite calcalkaline rocks. Their emplacement was related to an extensional-transtensional regime in the Lower Permian, which produced voluminous basic to acid volcanic and plutonic rocks in the Southern Alps. The volcanic activity, during a span of 10 Ma (285-274 Ma), gave rise to the **Athesian Volcanic Group** and to the formation of large calderas: a thick succession (up to 2000 m outside this Sheet) of lavas and pyroclastic flow deposits (lapilli *tuff* - ignimbrites) with minor pyroclastic surge. The composition ranges from andesitic to rhyolitic with a general evolution from basic-intermediate to acid.

Continental silico-clastic sedimentary deposits are present at the base (Conglomerato Basale) and inside the volcanic sequence. The basal conglomerate is clearly erosive on the metamorphic basement and starts the volcanic cycle, which is covered by the Upper Permian Valgardena sandstones, a continental silico-clastic formation, erosive on the upper volcanic formations (IGG or ORA). The sedimentary cover ends in this area with the Werfen Fm (Upper Permian *p.p.* - Olenekian *p.p.*): an alternation of carbonate-silico-clastic deposits of shallow water marine sediments, representing a general marine transgression.

In the Merano sheet area, the Austroalpine units are juxtaposed to the South Alpine domain along the Insubric Line (**Periadriatic fault system**), which includes two different branches, both representing a restraining bend of the fault. They are: the NNE-SSW trending N-Giudicarie line south of S of Merano, and the NE-SW trending Merano-Mules line east of the town, both dipping at high angle respectively to WNW and NW, and showing an important N-side-up component. Oligocene magmatism is recorded along the line by the occurrence of thin foliated tonalite bodies (*TLG*). Radiometric ages on mylonites and pseudotachylytes along the North Giudicarie segment of the fault also suggest deformation around 30 Ma, possibly continuing up to 22 Ma (MÜLLER *et alii*, 2001).

The N-Giudicarie line forms the northern termination of the Giudicarie fault system. The hanging wall consists of paragneiss of the Tonale unit intruded by poorly deformed pegmatite dykes. Low grade S-C mylonites show a superimposed cataclastic fabric mainly indicating a left-lateral motion of the fault. The footwall comprises the low grade phyllite of the Bressanone unit showing contact metamorphism with the Permian Mt. Croce granodiorite.

The Merano-Mules is a NW-SE trending high-angle reverse fault. Quartz-rich mylonites, calc-mylonites and phyllonitic layers showing an almost along-dip

lineation occur along the fault, suggesting a top to SE motion of the Austroalpine domain. Strongly sheared pseudotachylytes injecting mylonitic gneiss belonging to the hanging wall of the fault near Merano. A late cataclastic imprint is given by discrete fault zones consistent with the ductile structures. The Merano-Mules fault is clearly displaced by a splay of the Passirio fault, showing a left-lateral offset of about 1 km across the Passirio River just N of Merano.

As regards the **Quaternary deposits**, four main unconformity-bounded stratigraphic units (UBSU) have been recognized.

The Monte Spinale supersyntheme (Upper and Middle Pleistocene) is set up: it includes a part which is subdivided into synthemes (Caldaro syntheme and Sonvigo syntheme) and another part which is undifferentiated. All deposits are formed before the LGM.

The Caldaro syntheme is composed by alluvial and mixed (fluvial and/or debris flow and/or avalanche) deposits, which crop out in the Passiria Valley and at Castel Tirolo, with a thickness locally up to 200 m. These deposits testify a refilling phase of the Val Passiria, with a valley floor ~ 50-80 m higher than today, which is joined by the stream fans coming from both the valley mountainsides. Four C-14 ages allow attributing these deposits to the Upper Pleistocene, inside the Marine Isotope Stage (MIS) 3.

Inside the Sonvigo syntheme (Upper and Middle (?) Pleistocene) are only present lodgement tills. The top of the unit is marked by a buried soil, over which there are tills attributed to the LGM. Carbons present inside this soil have given an age of 56000 yrs BP. This age allow attributing these deposits to a glacial event which can be set inside the lower part of the Upper Pleistocene or inside the Middle Pleistocene.

The Garda syntheme (Upper Pleistocene) is made up of deposits formed during the phases of increase, maximum expansion and retirement of the local valley glaciers during LGM. The main unit is prevalently formed by till deposits up to 100 m thick. This unit is composed by two subsynthemes linked to the retirement phase: the San Pancrazio subsyntheme in the Ultimo Valley, characterized by glacial deposits associated to the first Late-glacial phases, and the Malga Fontana Bianca subsyntheme with glacial and rock-glacier deposits probably related to the last glacial re-advance phases.

The Postglacial Alpine syntheme (PTG) (Upper Pleistocene p.p. - Holocene) formed after the local LGM expansion. It includes different kinds of deposits. In the Adige Valley there are mainly alluvial and debris-flow/torrential fan deposits; C-14 ages allow calculating average sedimentation rates of 2-2,7 m/1000 years (in places with mainly coarse-grained sedimentation). Outside the Adige Valley gravitational and debris-flow deposits prevail. Inside the PTG there is also the Amola subsyntheme which includes deposits from the Little Ice Age to the present.

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

POST-GLACIAL ALPINE SYNTHÈME (PTG)

Gravels, sometimes with boulders, sands, silts and muds horizontal- or cross-bedded (alluvial deposits). Silts, sands and peats, horizontally bedded (swamp and peat deposits). Matrix- and clast-supported massive diamicton, with poorly sorted gravel and sand intercalations (mixed origin deposits, debris-flow deposits). Matrix- and clast-supported massive diamicton with clasts in the class size from gravels to boulders of local provenance (landslide deposits, rock glacier, undifferentiated till). Gravels with partially open to open-work framework, with angular clasts of local provenance (slope and crinival deposits). Silts and gravelly sands, matrix-supported diamicton, massive (colluvial deposits). Anthropogenic deposits. The upper boundary corresponds to the topographic surface. Thickness up to over 100 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P. – PRESENT

AMOLA SUBSYNTHÈME (PTG₁)

Matrix- and clast-supported massive diamicton (undifferentiated and ablation till). Horizontal- or cross-bedded gravels (alluvial deposits). Matrix- and clast-supported massive diamicton with clasts in the class size from gravels to boulders of local provenance (rock glacier). Gravels with partially open to open-work framework, with angular clasts of local provenance (slope deposits). Soil absent or thick up to 7 cm. Absent to very low coverage of lichen or vegetation. Lower boundary unconform with PTG or SGD₈; the upper boundary corresponds to the topographic surface. Thickness up to over 100 m.

UPPER HOLOCENE P.P. – PRESENT

GARDA SYNTHÈME (SGD)

Massive diamicton, sandy-silty matrix, packed to closed-packed, with subrounded to subangular heterometric clasts with sometimes striated and faceted (lodgement till). Matrix- and clast-supported massive diamicton (undifferentiated and ablation till). Gravels, sands crudely bedded (glaciofluvial and alluvial deposits). Matrix-supported diamicton, massive or crudely bedded, closed-packed (mixed origin deposits). Sands, gravels and laminated silts, locally interbedded with the previous facies (ice-contact and glaciolacustrine deposits).

Erosional lower boundary with CLD, SOI, MS; the upper boundary corresponds to the topographic surface or is unconform with SGD₄, SGD₈ or PTG. Thickness up to 100 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

MALGA FONTANA BIANCA SUBSYNTHÈME (SGD₈)

Matrix- and clast-supported massive diamicton with clasts and boulders of local provenance (undifferentiated and ablation till). Massive diamicton, sandy-silty matrix, with subrounded to subangular heterometric clasts (lodgement till). Matrix- and clast-supported massive diamicton, gravels and boulders of local provenance sometimes with partially open-work framework (rock glacier). Erosional lower boundary with the bedrock or SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or is unconform with PTG or PTG₁. Thickness up to 60 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

S. PANCRAZIO SUBSYNTHÈME (SGD₄) - (Valsura Hill-torrent basin)

Gravels, sandy gravels, massive or crudely bedded, matrix- and clast-supported massive diamicton with subrounded to subangular heterometric clasts (ice-contact and mixed origin deposits). Massive diamicton, sandy-silty matrix, interbedded with the previous facies (lodgement till). Packed deposits with glacitectonic structures. Mainly metamorphic lithotypes. Erosional lower boundary with the bedrock, MS or SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or is unconform with PTG. Thickness up to 100 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

MONTE SPINALE SUPERSYNTHÈME (MS)

Gravels, bouldery- or sandy gravels crudely bedded, with sand intercalations or lenses (glaciofluvial and alluvial deposits). Closed-packed deposits sometimes with weak cementation. Low to strong weathering. Erosional lower boundary; the upper boundary is unconform with SGD or SGD₄. Thickness up to 60 m.

MIDDLE PLEISTOCENE (?) – UPPER PLEISTOCENE P.P.

CALDARO SYNTHÈME (CLD) - (F. Passirio basin and Castel Tirolo area)

Gravels, sandy gravels crudely bedded, with sand intercalations or lenses (glaciofluvial and alluvial deposits). Matrix-supported diamicton, massive, with poor-sorted sand and gravels intercalations or lenses, horizontal to cross-stratification (mixed origin deposits). Packed to closed-packed deposits. Low to strong weathering. Erosional lower boundary; the upper boundary is unconform with SGD or PTG. Thickness up to 200 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

SONVIGO SYNTHÈME (SOI) - (T. Talvera basin)

Massive diamicton, sandy-silty matrix, packed to closed-packed, with subrounded to subangular heterometric clasts with mainly granitic lithotypes (lodgement till). Erosional lower boundary; the upper boundary is unconform with SGD or PTG. Thickness up to 40 m.

MIDDLE PLEISTOCENE (?) – UPPER PLEISTOCENE P.P.

LATE-ALPINE MAGMATISM

Intrusive bodies and ubiquitous dikes of Eocene-Miocene age

BASIC-INTERMEDIATE DYKES (f_y)

Black, dark green or grey-green basic-intermediate dykes, porphyric, with pyroxene, brown amphibole and plagioclase. Thickness: 0,1-5 m. They cut the Ivigna pluton.

Andesites characterized by a middle-fine grained, grey or greenish ground mass, with phenocrysts of amphibole, plagioclase \pm biotite and garnet. (Telliti Auct.; Tell, Guardia Alta di Naturno, Val Clava).

ULTRABASIC DYKES (f_u)

Black picro-basalt dykes with microcrystalline texture made by ortopyroxene, brown amphibole and clinopyroxene. dm-m thickness. They cut the Ivigna and Monte Croce Granodiorite.

Intrusive bodies along the Periadriatic line

TONALITE (TLG)

Small tonalite, quartz-diorite and quartz-gabbro bodies "Lamelle periadriatiche Auct.". They show a phanocrystalline texture with pronounced orientation of the black amphibole and biotite, which stand out against the whitish quartz-feldspar component. Thickness: from dm up to 20-30 m.

OLIGOCENE

SOUTHERN ALPS

MYLONITIC LIMESTONES (MOC)

Yellowish white carbonate rocks with cataclastic/mylonitic texture. They form a tectonic lens along the Giudicarie Line at Maso Zmailer (Scena): in this locality the strong deformation keep us from attributing the lens to any formation.

PERMO-MESOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION

WERFEN FORMATION

This formation is set up by a complex alternation of multi-colour, shallow water, marine carbonate and terrigenous sediments. It's subdivided into nine members. In the Sheet's area only the first six ones crop out. The lower boundary is sharp and paraconcordant on GAR.

OOLITE A GASTEROPODI AND CAMPIL MEMBER (WER₅₋₆)

Red, micro-gasteropods and bivalve bearing silty limestones, calcareous siltites and oolitic-bioclastic calcarenites (WER₅); red, fine grained arenites and siltites in cm-thick beds with minor silty-arenaceous dolomites, yellow granular dolomites, and red to grey marls (WER₆). Thickness: 35 m.

ANDRAZ HORIZON AND SIUSI MEMBER (WER₃₋₄)

Yellowish vacuolar marly dolomites and red siltites (WER₃); alternation of yellowish marly and marly-siltous limestones with oolitic-bioclastic calcarenites (WER₄). Thickness: 40 m.

TESERO AND MAZZIN MEMBERS (WER₁₋₂)

Yellowish grey coarse-grained oolitic dolomites in thick beds, with cavities and gypsum nodules (WER₁); yellowish grey limestones or marly-siltous dolomitic limestones and marls in cm-thick bands (WER₂). Thickness: 15-35 m.

UPPER PERMIAN P.P. – LOWER TRIASSIC (OLENEKIAN P. P.)

VAL GARDENA SANDSTONES (GAR)

Red, grey or whitish sandstones in middle to thick beds, alternated with red or grey marly siltites and marls. Parallel lamination or more frequently cross and festoon cross lamination occur as sedimentary structures. Locally, at the base, small lenses of micro-conglomerates are present.

UPPER PERMIAN P.P.

PERMIAN MAGMATISM**ATESINO VOLCANIC GROUP****ORA FORMATION**

In this Sheet only occurs:

PREDONICO MEMBER (ORA₁)

Rhyolitic welded red Lapilli-tuff and tuff with subvertical sharp fracturation. Abundant sanidine, plagioclase and quartz phenocrysts (1-2 mm) are present inside a felsitic fluidal ground mass (ignimbrites). Aphanitic juvenile inclusions are frequent. Discontinuous grey-black **vitrophyric levels (ORA_{1a})** can be found at the base, in which the ground mass shows perlitic fracturation and eutaxitic texture. The lower boundary is sharp and discordant on AGO, IGG and COV. Thickness: up to 150 m.

LOWER PERMIAN P.P.

VERANO FORMATION (COV)

Red, massive conglomerates and arenites with irregular bedding. Thick to very thick amalgamated beds are sometimes interlayered by thin siltite levels. Cm to dm, exclusively volcanic, clasts are scattered inside the arenaceous matrix. The arenites often show abundant siltite matrix and rarely laminations. Well stratified Arenaceous-pelitic facies occur at the base. The lower boundary is sharp and erosive on IGG and AGO. Thickness: up to 250 m.

LOWER PERMIAN P.P.

AVELONGO FORMATION (AGO)

Purple or light/dark orange rhyodacitic lavas with massive or fluidal structure. The texture is strongly porphyritic with idiomorphic plagioclase, biotite and quartz phenocrysts inside a microcrystalline ground mass. Locally (Pian della Forcella), at the base, polychrome stratified and poorly coherent tuffs occur. The lower boundary is sharp on IGG. Thickness: up to 200 m.

LOWER PERMIAN P.P.

GARGAZZONE FORMATION (IGG)

Black or greenish-grey welded rhyodacitic lapilli-tuff. Usually this rock is clearly subdivided into very regular slabs (1-30 cm) by subvertical fractures. Abundant plagioclase, quartz, biotite and pyroxene crystals are scattered inside the felsitic and fluidal ground mass (ignimbrites). Fiamme and porphyritic juvenile inclusions are frequent. At the top the rock shows a strongly fluidal structure. The lower boundary is sharp and concordant or discordant on ICL and RTO. Thickness: 50-800 m.

LOWER PERMIAN P.P.

CASTEL LEONE FORMATION (ICL)

Red, more or less welded, rhyodacitic lapilli-tuffs: they can be massive or show alignments parallel to the pyroclastic flow. Small (< 1 mm) white plagioclase, quartz, biotite and pyroxene crystals occur inside a felsitic and fluidal ground mass. Abundant fiamme and reddish volcanic lithic inclusions are present. In the Castel Verruca zone, **lavas (ICL_a)** occur with colour and composition very similar to those of the lapilli-tuff. Locally **epiclastites (ICL_b)** can be observed at the top of the succession: arenites and conglomerates with limited thickness (30m). The lower boundary is sharp on MLC and RTO. Thickness: up to 200 m.

LOWER PERMIAN P.P.

SARENTINO FORMATION (RTO)

Dark red-purple up to grey-green (locally black) andesite-dacite lavas. The texture is aphyric to porphyritic with rare pink-white idiomorphic plagioclase

phenocrysts, inside an homogeneous ground mass. Block-lavas facies are diffuse. Locally well stratified arenites and conglomerates lens with volcanic composition occur. The lower boundary is sharp and discordant on BSS, CGB, ROH and MLC. Thickness: up to 150 m.

LOWER PERMIAN P.P.

RIO DEI RONCHI FORMATION (ROH)

Volcanoclastic grey-green arenites with andesitic composition and medium-thick massive beds. Lenses of cm metamorphic quartz and dacite-rhyodacite volcanic pebbles occur. Stratified, dark grey-black fine grained andesitic tuffs are present, alternated with pink coarse grained rhyodacitic tuffs. They show cm-dm massive and homogenous beds with thin parallel and/or cross laminations. Medium-fine grained, light pink or beige **rhyodacitic lapilli-tuff (ROH_a)** rich in feldspar, quartz and mafic crystals. They show a massive structure with grey-green fiamme and an irregular fracturation. Chaotic breccia tuffs locally occur. The lower boundary is sharp and discordant on BSS, paraconcordant on CGB e MLC. Thickness: up to 300 m.

LOWER PERMIAN P.P.

MONTE LUCO FORMATION (MLC)

Compact rhyodacitic lavas with pinkish-brown up to purple or green colour. The structure is massive or with flat or wavy flow bands. The texture is porphyritic with abundant euhedral pink plagioclase (2-4 mm), biotite, pyroxene and less frequent quartz phenocrysts; they are scattered inside a quartz-feldspar homogeneous ground mass. Block-lavas facies locally occur. **Epiclastites (MLC_b)** are present: polygenic clasts-supported conglomerates, grey arenites and siltites-dark pelites alternations. The lower boundary doesn't crop out. Thickness: up to 300 m.

LOWER PERMIAN P.P.

BASAL CONGLOMERATE (CGB)

Polygenic clasts-supported conglomerates, characterized by metamorphites, black quartzites, rare volcanites and grey-brown arenites clasts. Beds are lenticular, medium-thick, generally amalgamated with erosive basal contact. The lower boundary is sharp and erosive on the Southern Alps metamorphic basement. Thickness: up to 70 m.

LOWER PERMIAN P.P.

PLUTONIC, SUBVOLCANIC BODIES AND DYKES

RIO DESERTO RHYODACITE (DRD)

Porphyritic rhyodacite dome made by a light brown compact rock with euhedral mm plagioclase, quartz and biotite phenocrysts inside a microcrystalline felsitic ground mass. This rock locally shows a magmatic foliation. The body intruded between the metamorphic basement top and the volcanic succession base.

LOWER PERMIAN P.P.

RHYODACITIC DYKES (f_c)

Porphyritic and microcrystalline rhyodacitic dykes with light beige to green colour. The thickness ranges from m to dam, the structure is massive and the texture is characterized by plagioclase, quartz and biotite phenocrysts inside a microcrystalline felsitic ground mass. They cut the Southern Alps metamorphic basement and part of the Permian volcanic succession.

LOWER PERMIAN P.P.

IVIGNA GRANODIORITE (IVG)

White, massive rock with phanocrystalline heterogranular texture made by quartz, k-feldspar, plagioclase and biotite crystals (1-6 mm). Inside this rock cm-dm, dark, mafic, microgranular enclaves occur.

LOWER PERMIAN P.P.

MONTE CROCE GRANODIORITE (GMR)

White, massive granodioritic-monzogranitic intrusion. The texture is phanocrystalline, medium-grained with plagioclase, quartz, k-feldspar, biotite and less frequent amphibole and pyroxene. The granodiorite contains cm-m, dark, mafic, microgranular, tonalitic enclaves of oriented ellipsoidal shape.

LOWER PERMIAN P.P.

METAMORPHIC BASEMENT

BRESSANONE UNIT

PHYLLITE (BSS)

Silver to leaden colour, more or less quartz-rich, sometimes garnet-bearing phyllites. They contain quartz, white mica, chlorite, plagioclase ± biotite, ilmenite and graphite. Garnet and albitic-oligoclasic plagioclase porphyroblasts can be observed. White nodules and levels of quartz are frequent. Locally harder layers of quartz-muscovitic schists (± garnet, plagioclase, chlorite and biotite) occur. In some places crystals dimension can reach that of micaschists. **Cornubianite (BSS_a)**:

massive, light colour rock with plagioclase and biotite. This rock shows a poorly evident foliation and can be found close to the contact with GMR and IVG.

MUSCOVITIC QUARTZITE (**BSQ**)

Layers and lenses of impure quartzites inside the phyllites. They are composed by prevailing quartz, muscovite ± garnet, pyrite and/or graphite.

FELSIC METAVOLCANITE (Porfiroidi Auct.) (**BSI**)

Massive or poorly foliated rocks with augen texture, composed by quartz, muscovite, k-feldspar, plagioclase, biotite, chlorite ± pyrite and graphite. The augen texture is characterized by euhedral and geminate porphyroclasts of white or pink k-feldspar and less abundant porphyroclasts of plagioclase and quartz.

Big augen metavolcanite (BSI_a): they show k-feldspar porphyroclasts reaching 3-4 cm of diameter. These rocks have been interpreted as metamorphosed felsic volcanites and volcanoclastites.

METABASITE (**BSA**)

Dark metamorphic rocks with a not well developed schistosity, composed by amphibole, plagioclase, epidote, chlorite and titanite. They form a few meters lens at Talleralb (Sarentino valley).

AUSTROALPINE SYSTEM

MAGMATIC INTRUSIVE

PEGMATITE (**OGA**)

Pegmatitic dykes and lenses, up to 40 m thick, coarse grained and variably foliated. They are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, muscovite, ± biotite, ± garnet, ± tourmaline. Locally (Rio Masul) megacrystals of beryl and garnet are recovered. Radiometric dating provided permian ages.

BUCO DEL TOPO METADIORITE (**OGD**)

Metadiorites locally preserving textural relics of magmatic origin, composed of quartz, plagioclase, amphibole, biotite, white mica, ± chlorite, ± garnet, ± epidote. Coarse grained **metagabbros (OGD_a)** are composed of amphibole, plagioclase, epidote, biotite, quartz, ± garnet. Garnet is post-kinematic in both lithologies.

PERMIAN ?

BASIC TO INTERMEDIATE FOLIATED DYKES (**f_p**)

Dark green coarse grained mafic dykes, cross-cutting the main basement foliation.

They are constituted of amphibole, plagioclase, biotite and in case garnet. Texture is typically massive with magmatic relics. Some weak foliation is formed by biotite and rarely amphibole (Tschigot). (Diabasic dykes Auct.)

METAMORPHIC UNITS

MONTENEVE UNIT

MICASCHISTS WITH GARNET PORPHYROBLASTS (OSF)

Phyllitic micaschists and coarse-grained micaschists containing garnet, amphibole and biotite porphyroblasts up to 1-2 cm. They are transitional to quartzitic micaschists and they are characterized by the occurrence of amphibole and carbonatic layers.

QUARTZITE (OSQ)

White or grey, medium- to fine grained quartzite, with garnet porphyroblast up to 1-2 cm. Gradually transitional to quartzitic schists related to the increase of white mica proportions. Planar schistose texture formed by white mica and stretched quartz. Biotite and plagioclase are locally present.

AMPHIBOLITE (OSA)

Medium-grained dark green amphibolite with planar schistosity, rarely banded by amphibole and plagioclase layers. Large prismatic elongated radiating amphibole crystals are observed on the contact surface with micaschists (Garbenschiefer). **Garnet amphibolites (OSA_a)** are medium- to coarse grained, and typically characterized by the occurrence of garnet, amphibole and biotite in porphyroblasts larger than cm.

SILICATIC MARBLE (OSB)

Medium-grained marbles with texture variable from massive to mylonitic. Millimetric layers of silicates may occur, including porphyroblasts of white mica, chlorite, zoisite/clinozoisite, and tremolite.

CALC-SCHISTS (OSC)

Calc-schists are white to brown and show sporadic mm to cm size silicate layers. They contain quartz, white mica, chlorite, titanite, plagioclase and locally diopside and biotite.

*TEXEL UNIT***BANDED PARAGNEISS (OTP)**

Banded paragneisses are composed of alternating quartz-feldspathic and phyllosilicatic-rich layers. They are medium to fine grained and they contain quartz, plagioclase, biotite, white mica, ± garnet, ± staurolite, ± kyanite, ± tourmaline, ± chlorite. The foliation, defined by biotite and to a minor extent by white mica, is parallel to the banding. Garnet, staurolite and kyanite are observed macroscopically at Laghetti della Mutta. Eventually muscovite-rich facies are observed (Velloi).

MICASCHISTS (OTM)

Micaschists are silver-grey in colour, medium grained and are composed of quartz, white mica (muscovite and minor paragonite), plagioclase and variable proportions of biotite. Garnet, staurolite and kyanite are small on the outcrops. Locally they show static growth of millimetric plagioclase. **Quartzitic micaschists (OTM_a)** are quartz-rich facies. Tourmaline occurs as centimetric and acicular crystals.

QUARTZITE (OTQ)

Fine-grained, white to grey quartzites. Massive to schistose planar textures vary as a function of the relative abundance of mica component (white mica, biotite). Plagioclase, chlorite and in places garnet are minor but possible components.

PARCINES ORTHOGNEISS (OTH)

Coarse grained, biotite-rich orthogneisses show K-feldspar porphyroblasts up to 5 cm in size. White mica is rare. A mylonitic foliation formed by biotite has been recognized close the southern boundary of the body. **Metatexites** and “**migmatitic gneisses**” (OTH_a) developed by magmatic injection of the Parcines intrusive body. Leucocratic veins are commonly aplitic and rarely microgranitic, garnet is locally visible (Maso Greiter, Parcines).

GRANITOID ORTHOGNEISS (OTL)

Granitoid orthogneisses contain two micas, biotite as dominant, locally with amphibole (Monte Sella, Malga di Fagls) and K-feldspar porphyroclasts (Colganda, Monte Spico, Lago Fagls). Textures are typically foliated, but in places augen types form. **Leucocratic-muscovitic orthogneisses (OTL_a)** are mostly equigranular and rarely contain K-feldspar porphyroclasts.

AMPHIBOLITE (OTF)

Dark-green banded amphibolites alternatively rich in plagioclase or amphibole. They are composed of amphibole, plagioclase, epidote, quartz, and are eventually

rich in biotite (Val di Sopranes). Locally they are intercalated with carbonates (calcite \pm siderite), which have karstic weathering (Val di Ulfas, Val Mezzana). **Garnet amphibolites (OTF₂)** are observed in layers or boudins characterized by subeuhedral garnet porphyroblasts ranging in size from millimetre to 2 centimetre.

GARNET AMPHIBOLITE WITH ECLOGITIC RELICS (OTE)

Metric boudins of amphibolites show relics of eclogitic assemblages. They typically display centimetric subeuhedral garnet porphyroblasts, sodic clinopyroxene, zoisite, titanite, phengitic white mica and amphibole. They are commonly banded in alternating clinopyroxene, garnet and amphibole rich layers (Valle di Ulfas, Saltusio, S.Martino in Passiria).

SILICATIC MARBLE (OTB)

Medium- to fine grained, calcitic and dolomitic marbles, white to yellow in colour, sometimes saccharoid. White mica, phlogopite, zoisite/clinozoisite, amphibole, quartz and chlorite occur in millimetre thick layers.

CALC-SCHISTS (OTC)

Yellow to brown, fine-grained fissile calc-schists, which contain macroscopic white mica and chlorite, eventually zoisite and amphibole. They sometimes show coarse-grained calc-silicate lenses (titanite, diopside) (Cima Grava).

S. LEONARDO UNIT

BANDED PARAGNEISS (OJP)

Medium- to fine-grained banded paragneisses, characterized by alternating quartz-feldspathic and phyllosilicate layers. Biotite is very common and occasionally two-mica bearing. Quartz, plagioclase, biotite, minor white mica, \pm garnet, \pm staurolite, \pm kyanite, \pm tourmaline, \pm chlorite.

MICASCHISTS (OJM)

Medium grained silver-grey micaschists, composed of quartz, biotite, white mica, plagioclase, \pm garnet, \pm kyanite, \pm staurolite, \pm tourmaline. In case they show post-kinematic porphyroblasts of plagioclase. Locally they may grade to quartzitic micaschists (undifferentiated).

QUARTZITE (OJQ)

Medium-grained, grey to whitish quartzites with schistose texture. They are constituted of quartz, white mica, \pm chlorite. They outcrop in layers of metric to decametric thickness.

ORTHOgneiss WITH FELDSPAR PORPHYROCLASTS (OJF)

Medium- to coarse grained granitoid orthogneisses characterized by feldspar porphyroclasts (eventually plagioclase) up to 3-5 cm in size. They are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, rare white mica, \pm chlorite (Valle di Rio Bianco, M.ga Valtellese).

GRANITOID ORTHOGNEISS (OJO)

Medium- and in case coarse-grained orthogneisses with augen texture; they are composed of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, and rare white mica, \pm chlorite. K-feldspar is typically present as a porphyroblast up to 2 cm in size (Punta delle Laste). Locally they display abundant feldspar and scarce biotite (Valtellese).

AMPHIBOLITE (OJA)

Thick amphibolite boudins, up to 10 m thick, show a foliation related to alternating amphibole and plagioclase rich layers. Texture is medium- to fine grained. They are constituted of amphibole, plagioclase, quartz, \pm garnet and \pm biotite. The schistosity is defined by amphibole and biotite.

*PENNES UNIT***METACARBONATE (OPD)**

Dolomites and limestones weakly metamorphosed, grey to black on broken surface, yellow to brown when weathered. They may present allochemical components of mm size; they may grade to terrigenous lithologies, grey or green sandstones and shales. This unit stands for preserved horizons of permo-triassic cover up to 1 to 10 m thick (Valle di Rio Bianco).

METACONGLOMERATE (OPC)

Medium- to coarse grained polymictic metaconglomerates, clast supported. 60% of clasts are composed of centimetre size sub-rounded to sub-angular clasts of quartzites. White mica (10%) and green-purple sericite can be recognized on the matrix. A weakly pervasive schistosity is defined by scarce phyllosilicates.

GRANITOID ORTHOGNEISS WITH WHITE MICA (OPG)

Medium- to fine grained orthogneisses, in places with augen texture. They are composed by quartz, plagioclase, K-feldspar, white mica, \pm chlorite, \pm biotite. K-feldspar porphyroblasts are visible only where deformation is less pervasive (Cima dell'Alpetta, Valtellese). Locally they can show mylonitic or ultramylonitic structure, with fine-grained texture and abundant chlorite (Valtellese e nella Valle di Rio Graves).

*PUNTA CERVINA UNIT***KYANITE-STAUROLITE PARAGNEISS (OCP)**

Medium-grained banded paragneisses composed of quartz, plagioclase, biotite, white mica and variable amounts of garnet, kyanite, staurolite and chlorite. Locally kyanite is particularly abundant in veins or pegmatoids, which have quartz, feldspar and biotite (Punta Cervina, Cima di Pegno). **Paragneisses with porphyroblasts of plagioclase and kyanite (OCP_a)** are characterized by static metablasts of kyanite and plagioclase which are well noticeable in outcrop.

QUARTZITE (OCQ)

Medium-grained quartzites with mylonitic texture outcrop as layers up to 50 m thick. They are characterized by quartz, white mica and chlorite.

GRANITOID ORTHOGNEISS (OCO)

Medium- to coarse-grained foliated orthogneisses with augen, locally mylonitic, texture (Rio Masul). The mineralogical assemblage is quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, minor white mica, ± chlorite. They are in places leucocratic with essentially white mica and minor chlorite (Punta Cervina).

AMPHIBOLITE (OCA)

Medium-grained amphibolite boudins of metric size with schistose texture, defined by millimetric layers of plagioclase and/or amphibole. They are composed of amphibole, plagioclase, quartz, ± biotite, ± chlorite. Locally characterized by garnet porphyroblasts (Punta Cervina).

RIO MASUL MYLONITE (OCX)

Medium- to fine-grained schists and mylonitic gneisses locally form ultramylonitic and ultracataclastic layers up to centimeter or decimeter thick. Quartz, plagioclase, white mica, chlorite, ± biotite. Mylonitic foliation is defined by white mica, chlorite and ribbons of quartz, rare lithons with relics of white mica and biotite.

*SCENA UNIT***SILLIMANITE PARAGNEISS (OVP)**

Banded paragneiss with plagioclase, quartz, biotite, white mica, ± garnet, ± chlorite, ± staurolite, ± sillimanite. Fibrolitic sillimanite and biotite replace garnet and in places are observed on the main foliation (Giogo delle Laste).

SILLIMANITE MICASCHISTS (OVM)

Silver-gray medium-grained micaschists are composed of quartz, white mica, plagioclase, biotite, \pm garnet \pm sillimanite, \pm staurolite, \pm K-feldspar. Garnet is replaced by static growth of sillimanite. Locally plagioclase metablasts form statically.

QUARTZITE (OVQ)

Fine-grained whitish quartzites, with mylonitic texture when approaching the Insubric Line. They are essentially composed of quartz, white mica, biotite, \pm plagioclase, \pm chlorite.

AMPHIBOLITE (OVA)

Medium- to fine-grained amphibolitic schists occur in decimetric to metric layers. They are composed of amphibole, plagioclase, minor quartz, epidote, biotite, chlorite, rutile, \pm garnet. Locally they grade to amphibolitic gneiss.

MARBLE (OVB)

White, yellow to pink medium- to fine-grained marbles mostly of mylonitic textures, in lenses up to 10 m thick close to the Insubric Line. Rare silicate-bearing layers (phlogopite, epidote, tremolite) are found.

*ORTLES-CAMPO NAPPE: PEJO UNIT***TWO-MICA GNEISS (OOP)**

Medium- to fine grained gneisses, in case mylonitic, characterized by quartz-feldspathic lenses and layers. They are constituted of quartz, feldspars, biotite, white mica, \pm chlorite, \pm garnet, and they may grade to quartzitic micaschists. Static biotite and andalusite have grown either crosscutting or parallel to the foliation (Giogo di Marleno).

KYANITE-STAUROLITE MICASCHISTS (OMI)

Medium- to coarse-grained micaschists composed of quartz, plagioclase, biotite, garnet, \pm white mica, \pm chlorite, \pm staurolite. Quartzitic lenses and centimetric porphyroblasts of garnet are common. Chlorite commonly replaced biotite and fibrolitic sillimanite replaced garnet (Colle Scabro).

QUARTZITE (OQU)

Rare metric lenses of light grey, medium- to fine-grained quartzites, with schistose texture. They are composed of quartz, biotite, white mica \pm chlorite.

ORTHOgneiss (OOG)

Medium- to coarse-grained schistose to augen orthogneisses. They are composed by quartz, abundant K-feldspar, plagioclase, white mica and minor biotite. Locally biotite can be abundant (Tel).

AMPHIBOLITE (OAF)

Metric to centimetric boudins of medium- to fine-grained foliated amphibolite, in places pervasively crenulated. They are constituted of amphibole, plagioclase, quartz, epidote, \pm biotite, \pm garnet, \pm white mica, \pm chlorite, \pm titanite, \pm apatite.

MARBLE (OMA)

White-yellow medium- to fine-grained schistose calcitic marbles, in places mylonitic. Accessory minerals are white mica, quartz, epidote, amphibole and chlorite. Locally calc-silicates are associated with marbles (Guardia Alta di Naturno).

MARLENGO SLICE**QUARTZITIC GNEISS (OUP)**

Medium-grained two-mica gneisses. Components are quartz, feldspars, biotite, white mica, \pm garnet, \pm chlorite. Biotite- and amphibole-bearing layers locally occur, as well as quartz-feldspar biotitic gneisses (Passeggiata Tappeiner). Quartz amount increases in places and gneisses grade to quartzites (Monte S. Vigilio).

Banded gneisses (OUP_a): medium- to fine-grained two mica gneisses. A banded structure is composed of alternating quartz-feldspathic and phyllosilicate layers.

GARNET-STAUROLITE-KYANITE MICASCHISTS (OUM)

Silver-grey medium-grained micaschists; they are composed of quartz, white mica and plagioclase, and minor biotite. Characteristic minerals are garnet, staurolite, and kyanite, poorly visible on the outcrop. Conspicuous amounts of post-kinematic porphyroblasts of plagioclase may lead to gneissic textures.

QUARTZITE (OUQ)

Rare metric layer of medium- to fine-grained schistose quartzites. They are constituted of quartz, biotite, white mica \pm chlorite.

ORTHOgneiss (OOR)

Medium- to coarse-grained granitoid orthogneisses, characterised by planar schistosity, often grading to augen type. They are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, white mica, \pm chlorite. On the transitional lower and upper

portions white mica is more abundant than biotite. This layer has been considered part of the Pejo unit in the adjacent sheet 026 - Appiano.

LEUCOCRATIC ORTHOGNEISS (OUO)

Gray to white medium-grained granitoid orthogneisses, characterised by planar schistosity, locally mylonitic-cataclastic. They are constituted of K-feldspar, plagioclase, quartz, white mica. Accessory minerals are biotite, chlorite and rarely amphibol. Locally they show aplitic texture.

AMPHIBOLITE (OUA)

Medium-grained foliated amphibolite. They are composed by amphibole, plagioclase and epidote. Accessory minerals are biotite, chlorite, titanite and rutile. Garnet is millimetric and rare.

TONALE NAPPE: ULTIMO UNIT

TWO-MICA PARAGNEISS (TUN)

Grey two-mica paragneisses; biotite and white mica define a schistose texture. They are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, ± garnet, ± staurolite, ± kyanite.

ORTHOGNEISS (TUO)

Biotite-bearing mylonitic-cataclastic granitoid orthogneisses; they are constituted of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, ± white mica, ± chlorite. They form a single layer a few tens of meters thick close to the adjacent sheet Appiano.

TONALE NAPPE: TONALE UNIT

SILLIMANITE PARAGNEISS (TTP)

Two-mica paragneisses; planar schistosity is formed by biotite and white mica. They are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, ± chlorite, ± garnet, ± sillimanite.

AMPHIBOLITE (TTA)

Metric boudins of medium-grained amphibolite; schistosity is defined by amphibole, plagioclase, epidote and less biotite, chlorite and rutile. **Garnet amphibolite (TTA_a)** with milimetric and subeuhedral garnet.

ANHANG 1

Lage der Proben aus den ostalpinen Einheiten, die geochemisch analysiert wurden.

Probee	Kürzel	Lithologie	Einheit	X (Meter)	Y (Meter)
O1	CA13122	Partschinser Orthogneis (OTH)	Texel	657766,987	176593,237
O2	GB13292	Orthogneis Typ Partschins (OCO)	Hirzer	670700,126	176775,706
O3	GB13966	Orthogneis Typ Partschins (OUO)	Marling	665031,005	171975,54
O4	PC01310	Orthogneis Typ Partschins (OCO)	Hirzer	672943,784	178911,877
O5	CA13442	Orthogneis Typ Partschins (OCO)	Hirzer	676411,894	180651,238
O6	AC13206	leukokrater Orthogneis (OTL)	Texel	667214,558	176788,425
O7	CA1348	leukokrater Orthogneis (OTL)	Texel	657947,631	179012,884
O8	GB13971	leukokrater Orthogneis (OUL)	Marling	664668,338	172305,237
O9	GC13711	leukokrater Orthogneis (OTL)	Texel		
O10	GB131263	Orthogneis (OOR)	Marling	663483,917	168942,606
O11	CA13420	Orthogneis (OCO)	Hirzer	677180,389	182708,038
O12	GB131345	leukokrater Gang (TTP)	Tonale	661369,751	165365,688
O13	GB131000	Pegmatit (OGA)	Pejo	655422,009	164591,994
O14	PC13249	leukokrater Orthogneis (OJO)	St. Leonhard	671273,941	184595,028
O15	PC13144	Orthogneis (OJF)	St. Leonhard	671426,816	183697,583
O16	CA13219	Orthogneis (OTL)	Texel	667426,697	178772,756
O17	SZ13156	Orthogneis (OTL)	Texel	665673,035	179231,585
O18	SZ13179	Orthogneis (OTL)	Texel	664972,351	178939,85
A1	GB13442	Amphibolit (OAF)	Schenna	671384,019	174216,103
A2	PC13104	Amphibolit (OCA)	Hirzer	673491,711	178258,079
A3	GB13964	Amphibolit (OUA)	Marling	665225,826	171804,697
A4	GB 131181	Amphibolit (OUA)	Marling		
A5	Ulfas-1	amphibolitisierte Eklogite (OTE)	Texel	664537,801	183472,802
A6	Ulfas-2	amphibolitisierte Eklogite (OTE)	Texel	664537,801	183472,802
A7	GB13174	amphibolitisierte Eklogite (OTE)	Texel	664537,966	183472,853
A8	GB13333a	Amphibolit (OVA)	Schenna	673016,888	176894,442
A9	GB131537	Metagabbro (OGDa)	Pejo	653594,634	164150,97
A10	GB131085	Metadiorit (OGD)	Pejo	653520,75	163801,034

LITERATURVERZEICHNIS

- AA.VV. (1956) - *Carta geologica delle tre Venezie, Foglio 10, Bolzano*. Ufficio Idrogr. Magistrato alle Acque, Venezia
- AA.VV. (1971) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 04 "Merano"*. Servizio Geologico d'Italia.
- AA.VV. (2007) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 026 "Appiano"*. Servizio Geologico d'Italia - APAT.
- AA.VV. (2009) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 025 "Rabbi"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA.
- ACQUAFREDDA P., BARGOSSÌ G.M., CAGGIANELLI A. & ROTTURA A. (1997) - *Emplacement depths of Permian granitoids from central-eastern Southern Alps: estimates from hornblende-plagioclase thermobarometry*. *Miner. Petrogr. Acta*, **40**: 45-53.
- 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
- ALBINI S., BATTAGLIA D., BELLINI G., BIGONI C., CARMINATI E., CERIANI S., FORCELLA F., GOSSO G., GUIZZETTI D., OLIVA A., REBAY G., SILETTO G.B. & SPALLA M.I. (1994) - *Alpine deformations and pre-Alpine remnants in the north-eastern Orobic Alps, Southalpine Belt*. *Proc. Symp. CROP - Alpi Centrali, Sondrio 20-22 October 1993*, MONTRASIO A. & SCIESA E. Eds., *Quaderni Geod. Alpina e Quatern.*, **2**: 25-39.
- ANDREATTA C. (1934) - *Disposizione dei microliti micacei in plagioclasti di rocce intrusive (Analisi strutturale di rocce, IV)*. *Period. Mineral.*, **5**: 3-21.
- ANDREATTA C. (1937) - *Studio petrografico del complesso eruttivo di Monte Croce in Alto Adige*. *Period. Mineral.*, **8**: 3-125.
- ANDREATTA C. (1942) - *Sulle rocce eruttive del gruppo Ortles-Cevedale*. *Rend. R. Acc. Ital., Classe Sc. Fis. Mat. Nat.*, **3**: 289-304.
- ANDREATTA C. (1949) - *Notizie sulla costituzione del complesso effusivo permiano del Trentino-Alto Adige*. *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana, Anno VI*, 1-8.
- 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. profil.
- ARGAND E. (1916) - *Sur l'arc des Alpes occidentales*. *Ecolg. Geol. Helv.*, **14**: 146-204.
- AUTORITÀ DI BACINO NAZIONALE DELL'ADIGE (1998) - *Studio degli acquiferi montani, da Resia a Domegliara, e degli acquiferi di Pianura. Seconda fase, Rapporto sulle indagini geofisiche; Sezioni idrogeologiche; Superficie del substrato roccioso alla scala 1:200.000*. Relazione inedita, a cura di r.t.i. Hydrodata S.p.A. & BETA Studio S.r.l.
- AVANZINI M., BARGOSSÌ G.M., BORSATO A., CASTIGLIONI G.B., CUCATO M., MORELLI C., PROSSER G. & SAPELZA A. (2007) - *Note Illustrative della carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, foglio 026 "Appiano"*. Servizio Geologico d'Italia - APAT, 184 pp.

- BAGGIO P. & DE VECCHI G. (1969) - *Testimonianze dell'orogenesi ercinica nel Pennidico degli Alti Tauri sud-occidentali. Evidence of the Hercinian orogeny in the Penninic zone of the southwestern Hohe Tauern*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (1): 285-287.
- BAGGIO P. & DE VECCHI G. (1974) - *Testimonianze dell'orogenesi ercinica nel Pennidico degli Alti Tauri sud-occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (1): 285-287.
- 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., AVANZINI M., MAIR V., MORELLI C., NERI C. & SAPELZA A. (1999b) - *The Monte Luco volcanic sequence (Bolzano-Trento area)*. In: G.Cassinis et alii (Eds.): *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites - Field Trip Guidebook*, 25-26, Pavia.
- BARGOSSO G.M., BONDI M., LANDINI F. & MORTEN L. (1981) - *Il plutone di Monte Croce (Alto Adige, Nord Italia)*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., **38** (1): 155-162.
- BARGOSSO G. M. & D'AMICO C. (1988) - *Significance of the volcanic rocks of Monte Luco (Trentino - Alto Adige, Northern Italy) in the Permian volcanism of the Southern Alps*. Miner. Petrogr. Acta, **31**: 131-157.
- BARGOSSO G.M., D'AMICO C. & SCIPIONI P. (1983) - *Posizione degli Strati di Tregiovo nella successione vulcanica atesina del Trentino-Alto Adige*. Rend. Soc. Geol. It., **5**(1982): 31-137.
- BARGOSSO G.M., D'AMICO C. & VISONÀ D. (1979) - *Hercynian plutonism in the Southern Alps. A brief report*. In Sassi ed., IGCP n. 5 Newsletter, **1**: 7-32.
- BARGOSSO G.M., DI BATTISTINI G. & MONTANINI A. (1993) - *The andesitic ignimbrites from the Lower Permian volcanic sequence in the Val di Cavè and Val di Fregio area (Trento, N Italy)*. Miner. Petrogr. Acta, **36** : 1-17.
- BARGOSSO G.M., LUCCHINI F. & MORTEN L. (1978) - *Masserelle periadriatiche affioranti lungo la Linea Insubrica fra Malè (Val di Sole) e Rumo (Val di Non)*. Studio petrografico-modale. Miner. Petrogr. Acta, **22**: 13-28.
- BARGOSSO G.M., MAIR V., MAROCCHI M., MORELLI C., MORETTI A. & PICCIN G. (2007) - *A mega volcano-tectonic collapse between Bolzano and Trento during the Lower Permian*. MinPet 2007 Abstracts. Mitt. Österr. Miner. Ges. **153**: 34.
- BARGOSSO G.M., MAIR V., MORELLI C., & SAPELZA A. (1999a) -*The Athesian Volcanic District (Bolzano-Trento area): a general outline*. In: G. Cassinis et alii (Eds): *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites - Field Trip Guidebook*: 21-24, Pavia.
- BARGOSSO G.M., ROTTURA A., VERNIA L., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1996) - *Petrografia delle magmatiti permiane*. In: *Geologia delle Dolomiti. Introduzione Geologica. Guida alla Escursione Generale*, pp. 12-18. A.Bosellini, C.Neri & M.Stefani (a cura di). 78a Riunione Estiva della SGI, San Cassiano (BZ), 16-18 settembre 1996.
- BARGOSSO G. M., ROTTURA A., VERNIA L., VISONÀ D. & TRANNE C. A. (1998) - *Guida all'escursione sul Distretto Vulcanico Atesino e sulle plutoniti di Bressanone-Chiusa e Cima d'Asta*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 23-41.
- BARSCHE D. (1996) - *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Springer, Berlin.
- BARTH S., OBERLI F., MEIER M., BLATTNER P., BARGOSSO G.M. & DI BATTISTINI G. (1993) - *The evolution of a calc-alkaline basic to silicic magma system: Geochemical and Rb-Sr, Sm-Nb, and ¹⁸O/¹⁶O isotopic evidence from the Late Hercynian Atesina-Cima d'Asta volcano-plutonic complex, northern Italy*. Geochimica et Cosmochimica Acta, **57**: 4285-4300.
- BAUMGARTEN B., FOLIE K. & STEDINGK K. (1998) - *Auf den Spuren der Knappen. Bergbau und Mineralien in Südtirol*. Tappeiner, Athesia.
- BHATTACHARYA, A., MOHANTY, L., MAJI, A., SEN S.K. & RAIH M. (1992) - *Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a*

- reformulation of the biotite-garnet geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**: 87-93.
- BECCALUVA L., BIGIOGGERO B., CHIESA S., COLOMBO A., FANTI G., GATTO G.O., GREGNANIN A., MONTRASIO A., PICCIRILLO E. M. & TUNESI A. (1983) - *Post collisional orogenic dyke magmatism in the Alps*. Mem. Soc.Geol. It., **26**: 341-359.
- BECCALUVA L., GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1979) - *Post collisional orogenic dyke magmatism in the Alto Adige (Eastern Alps) and its geodynamic implications*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **6**: 321-329.
- BELLIENI G. & SASSI F.P. (1981) - *New chemical data and a review on the South-Alpine "Pre-Hercynian riolitic plateau" in the Eastern Alps*. IGCP No 5 Newsletter, **3**: 22-27.
- BERTOTTI G., SILETTO G.B. & SPALLA M.I. (1993) - *Deformation and metamorphism associated with crustal rifting: the Permian to Liassic evolution of the Lake Lugano - Lake Como area (Southern Alps)*. Tectonophysics, **226**: 271-284.
- BERTRAND M. (1884) - *Rapports de structure des Alpes de Glarus et du bassin houllier du Nord*. Bull. Soc. géol. de France, **12**: 318-330.
- 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.
- BINI A., CITA M.B. & GAETANI M., (1978) - *Hypotesis on a erosional origin related to the Messinian entrenchment*. Marine Geology, **27**: 271-278.
- BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., 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 Voralberger Alpen*. Wagner, Innsbruck.
- BONIN B., BRANDLEY P., BUSSY F., DESMONS J., EGGEMBERGER U., FINGER F., GRAF K., MARRO C., MERCOLLI I., OBERRHANSLI R., PLOQUIN A., QUADT VON A., RAUMER VON J., SCHALTEGGER U., STRYER H.P., VISONÀ D. & VIVIER G. (1993) - *Late Variscan Magmatic Evolution of the Alpine Basement*. In: Raumer von J. & Neubauer F. (Eds). The pre-Mesozoic Geology in the Alps, 169-199. Springer Verlag, Berlin.
- BONSIGNORE G. & RAGNI U. (1966) - *Carta geologica dell'Alta Valtellina e dell'Alta Val Camonica (1:50.000) con Schema Tettonico (1:250.000)*. Ist. Min. Petr. Geoch. Univ. Milano, Pubbl. n.176.
- 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.
- BRANDNER R. & MOSTLER H. (1982) - *Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung*. Jahrestagung Österr. Geol. Gesell, Seis am Schlern, Südtirol 1982. Exursionführer: 80-97.
- BRAUNMILLER J., KRADOLFER U., MANFRED B. & DOMENICO G. (2002) - *Regional moment tensor determination in the European-Mediterranean area; initial results*. Tectonophysics, **356** (1-3): 5-22.
- BROGLIO LORIGA C., GOCZAN F., HAAS J., LENNER K., NERI C., ORAVECZ SCHEFFER A., POSENATO R., SZABO I. & TOTH MAKK A. (1990) - *The Lower Triassic sequence of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation*. Mem. Sc. Geol., **42**: 41-103.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C. (1983) - *La Formazione di Werfen nelle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **88** (1982): 501-598.
- BRONDI A., FUGANTI A., LUNZ L., MITTEMPERGHER M., MURARA G., NARDIN M., NASCIMBEN P., PERNA G., ROSSI D., SCUDELER BACCALLE L., SOMMAVILLA E. & ZIRPOLI G. (1976) - *Commento al foglio geologico 027: Bolzano 1:50.000*. Studi Trent. Sc. Nat., **53**: 107-218.

- BRONDI A., GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCI C. A. & SABATINI G. (1970) - *Le Vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del Complesso effusivo atesino*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **77**: 157-200.
- BRONDI A. & MITTEMPERGHER M. (1974) - *Complesso vulcanico atesino*. In: "Note esplicative, F. 027 Bolzano", Servizio Geologico d'Italia.
- 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.
- CARDIN A., PISANI F., SASSI F.P., VISONÀ D. & ZIRPOLI G. (1985) - *Le metapeliti e le anfiboliti del basamento Sudalpino delle Alpi Sarentine*. Mem. di Sc. Geol., **37**: 379-406.
- CASSINIS G. & PEROTTI C.R. (1994) - *Interazione strutturale permiana tra la linea delle Giudicarie ed i Bacini di Collio e Tregiovo (Sudalpino centrale - N Italia)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **112**: 1021-1036.
- CASTALDINI D., PANIZZA M. & SLEJKO D. (1992) - *Breve illustrazione di un contributo al sottoprogetto ILP "Carta del mondo delle principali faglie attive" per l'Italia Settentrionale - Il Quaternario*, **5** (2): 287-292.
- CASTIGLIONI B. (1928) - *Ghiacciai delle Venoste Orientali*. Boll. Comit. Glac., **8**: 91-165.
- CASTIGLIONI B. (1929) - *Recensione a: R. v. Klebelsberg, Uber die Verbreitung interglazialer Schotter in Sudtirol*. Studi Trentini di Sc. Nat., **9**: 115-117.
- CASTIGLIONI B. (1930) - *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. (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.
- CASTIGLIONI G.B. (1979) - *Geomorfologia*. UTET, 436 pp.
- CAVAZZINI G., DEL MORO A., SASSI F. P. & ZIRPOLI G. (1991) - *New data on the radiometric age of the Southalpine basement in the Eastern Alps*. Convegno in memoria di T. Cocozza, Siena, 21-22 marzo 1991, Abstract Vol. **30**.
- COMIN-CHIARAMONTI P. (1968) - *Il sistema filoniano del massiccio granodioritico di Ivigna nella parte prossima a Merano*. Atti Acc. Rover. Agiati, **218**: 57-72.
- COMIN-CHIARAMONTI P. & STOLFA D. (1981a) - *Il plutone di Ivigna tra Merano e il lago di San Pancrazio (Alto Adige)*. Studi Trent. Sci. Nat. **58**: 23-37.
- COMIN-CHIARAMONTI P. & STOLFA D. (1981b) - *I tipi filoniani del massiccio granodioritico di Ivigna (Alto Adige)*. Studi Trent. Sci. Nat. **58**: 39-58.
- CONTI P. (1997) - *La Falda Austroalpina dell'Ortles e l'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera-Italia)*. Mem. Desc. Carta Geol. d'It., **LIII**: 105 pp.
- CUCATO M. & FELBER M. (2002) - *Studio preliminare della successione quaternaria attraversata dal pozzo sperimentale ad uso geotermico di Merano (Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige, Italia)*. Relazione geologica inedita per l'Ufficio Geologia e prove materiali di Cardano (BZ), 28 pp.
- DAL PIAZ G. (1926) - *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. Atti Acc. Scient. Veneto-Trentino-Istriana, sez. III, **17**: 3-7.
- 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 Brentinee 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 GB. (Ed) (1953) - *Carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100 000. Foglio Adamello (F.20)*. Ufficio Idrogr. Magistrato alle Acque, Venezia.
- DAL PIAZ GB. & DAL PIAZ G.V. (1984) - *Sviluppo delle concezioni faldistiche nell'interpretazione tettonica delle Alpi (1840-1940)*. In A. CASTELLARIN (Ed.) - *Cento anni di geologia italiana*. Vol. giubilare 1° Centenario Soc. Geol. It., 41-70.
- DAL PIAZ G.V. (1993) - *Evolution of Austro-Alpine and Upper Penninic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-Variscan extension*. In: RAUMER VON J., NEUBAUER F. and (Eds.). *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 327-344. Springer Verlag, Berlin.
- DAL PIAZ G.V., CASTELLARIN A., MARTIN S., SELLI L., CARTON A., PELLEGRINI G.B., CASOLARI E., DAMINATO F., MONTRESOR L., PICOTTI V., PRÖSSER G., SANTULIANA E. & CANTELLI L. (2007) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 042 "Malè"*. Serv. Geol. d'Italia - APAT, 144 pp.
- DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., MARTIN S., & VENTURELLI G. (1988) - *Post-collisional magmatism in the Ortles-Cevedale massif (Northern Italy)*. Jb. Geol. B-A, **131**: 533-551.
- D'AGOSTINO N., CHELONI D., MANTENUTO S., SELVAGGI G., MICHELINI A. & ZULIANI D. (2005) - *Strain accumulation in the southern Alps (NE Italy) and deformation at the northeastern boundary of Adria observed from CGPS measurements*. Geophys. Res. Lett., **32** (19), 4 pp.
- D'AMICO C. (1979) - *General picture of Hercynian magmatism in the Alps, Calabria-peloritani and Sardinia-Corsica*. In: F.P. SASSI (a cura di), IGCP n. 5, Newsletter, **1**: 33-68.
- D'AMICO C. (1986) - *Volcanic sequence in Trentino-Alto Adige*. In: Italian IGCP 203 Group (ed), *Field conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the south-Alpine segment of the western Tethys*, Field Guide-book, 16-22 pp.
- D'AMICO C. & GHEZZO C. (1963) - *La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino)*. Miner. Petrogr. Acta, **9**: 279-360.
- D'AMICO C., NARDIN M. & SACERDOTI M. (1969) - *Vulcaniti atesine*. In: "Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 21 Trento". Serv. Geol. d'Italia, pp. 79, Roma.
- DEICHMANN N. & BAER M. (1990) - *Earthquake focal depths below the Alps and northern Alpine Foreland of Switzerland*. In: *European Geotraverse: integrative studies; results from the Fifth earth science study centre*. Ed.: European Science Foundation, Strasbourg, France.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRAND CLAUDE P. & MARCHAL M. (1980) - *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major-elements analysis. Its relationships with current nomenclature*. Chem. Geol., **29**: 183-210.
- DEL MORO A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & VENTURELLI G. (1981) - *Dati radiometrici e geochimici preliminari su magmatiti oligoceniche del settore meridionale del Massiccio Ortles-Cevedale*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 265-266.
- DEL MORO A., FERRARA G., TONARINI S. & CALLEGAR E. (1985) - *Rb-Sr systematics on rocks from the Adamello batholith (Southern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 261-284.
- 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.
- DEL MORO A. & VISONÀ D. (1982) - *The epiplutonic Hercynian complex of Bressanone (Brixen, Eastern Alps, Italy)*. Petrologic and radiometric data. N.Jb. Mineral. Abh., **145**: 66-85.
- DI BATTISTINI G., BARGOSSO G.M., SPOTTI G. & TOSCANI L. (1988) - *Andesites of the Late Hercynian volcanic sequence in Trentino-Alto Adige (Northern Italy)*. Rend. Soc. Ital. Petrol., **43**: 1087-1100.
- DI BATTISTINI G., GALLO F., GIAMMETTI F. & VERNIA L. (1990) - *Permian andesites from Val d'Isarco and Val di Funes volcanic sequence (Bolzano, northern Italy)*. Miner. Petrogr. Acta, **32**: 123-137.
- DIETZEL G.F.L. (1960) - *Geology and Permian paleomagnetism of the Merano region, province of Bolzano, N Italy*. Geologica Ultraiectina, **4**: 58.
- EXNER C.H. (1976) - *Die geologische Position der Magmatite des Periadriatischen Linaments*. Verh.

- Geol. B-A. Wien, 1976: 3-64.
- FAH D., GIARDINI D., BAY F., BERNARDI F., BRAUNMILLER J., DEICHMANN N., FURRER M., GANTNER L., GISLER M., ISENEGGER D., JIMENEZ M.J., KASTLI P., KOGLIN R., MASCIADRI V., RUTZ M., SCHEIDEGGER C., SCHIBLER R., SCHORLEMMER D., SCHWARZ-ZANETTI G., STEIMEN S., SELAMI S., WIEMER S. & WOSSNER J. (2003) - *Earthquake Catalogue Of Switzerland (ECOS) and the related macroseismic database*. *Ecl. Geol. Helv.*, **96**(2): 219-236.
- 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.
- FELS H. & PAUL-KOCH G. (1985) - *Alluviale Schüttungsfächer innerhalb der unterpermischen Vulkanite Südtirols (Italien)*. *Z. dt. geol. Ges.*, **136**: 167-179.
- FISCHER K. (1965) - *Murkegel, Schwemmkegel und Kegelsimse in den Alpentälern (unter bes. Berücksichtigung des Vinschgaus)*. *Mitt. Geogr. Ges. München*, **50**: 127-160.
- FISCHER K. (1966) - *Die Murkegel des Vinschgaus*. *Der Schlern*, **40**: 24-34, Bolzano.
- FISCHER K. (1990) - *Entwicklungsgeschichte der Murkegel im Vinschgau. Fossiler Wald im Gadria-Kegel erlaubt neuere Datierung*. *Der Schlern*, **64** (2): 93-96, Bolzano.
- FISHER R.V. & SCHMINCKE H.-U. (1984) - *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag.
- FLIRI F. (1978) - *Die Stellung der Bändertonvorkommens von Schabs (Sudtirol) in der alpinen Würmchronologie*. *Zeitschr. Gletscherk. und Glazialgeol.*, **14**: 115-118.
- FORCELLA F., GALLAZZI D., MONTRASIO A. & NOTARIPIETRO A. (1982) - *Note illustrative relative all'evoluzione neotettonica dei Fogli 6 - Passo dello Spluga, 7 - Pizzo Bernina, 8 - Bormio -17 Chiavenna - 18 Sondrio - 19 Tirano*. da "Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia", **513**: 239- 288.
- FORLATI F., RAMASCO M., SUSELLA G., BARLA G., MARINO P. & MORTARA G. (1993) - *La deformazione gravitativa profonda di Rosone. Un approccio conoscitivo per la definizione di una metodologia di studio*. *Studi Trent. Scienze Nat., Acta Geol.*, **68**: 71-108.
- FÖRSTER H.J., (1967) - *Kristallization und Tektonik des Schneeberger Gesteinzuges*. *Geol. Rundsch.*, **56**: 480-494
- FRANK W. (1987) - *Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous*. In: H. Flugel & P. Faupl «Geodynamics of the Eastern Alps», 379-406.
- 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. (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.
- FROITZHEIM N., CONTI P. & VAN DAALLEN M. (1997) - *Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schlinig fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonic of the Eastern Alps*. *Tectonophysics*, **280**: 267-293.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & CONTI P. (1994) - *Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden*. *Eclogae Geol. Helv.*, **87**: 559-612.
- FUCHS C.W.C. (1874) - *Studien aus der Umgebung von Meran*. *Zeitschr. dt.-österr. 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.
- FUCHS C.W.C. (1875b) - *Geologische Karte der Umgebung von Meran*. *Zeitschr. dt.-österr. Alpenver.*, **6/1**: 66-82, 1 geol. Karte 1:37500, Wien.
- FUCHS C.W.C. (1885) - *Aus der Umgebung von Meran. Studien über Geologie, Klima und Pflanzenleben*. pp.1-33, Ed. Pötzlberger, Merano.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., MOLIN G.M., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976a) - *Le manifestazioni "andesitiche" polifasiche dell'Alto Adige occiden tale 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.
- GATTO G.O., LORENZONI S., SASSI F.P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1964) - *Paragneiss e gneis granitoidi attraversati dalla galleria di derivazione Vernago - Monte Sole in Val Senales (Alto Adige). Parte I: Osservazioni geologiche*. Mem. Acc. Pat. SS. LL. AA., Cl. Sc. Mat. Nat., **76**: 1-21.
- GREGNANIN A. (1980) - *Metamorphism and magmatism in the Western Italian Tyrol*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **36** (1): 49-64.
- 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.
- 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. & SASSI F. P. (1967) - *Sulla presenza di cloritoide nelle filladi sudalpine delle Alpi Sarentine (alto Adige)*. Mem. Acc. Patavina SS.LL.AA., **79**: 267-281.
- GREGNANIN A. & SASSI F. P. (1969) - *Magmatismo, feldspatizzazione e metamorfismo nel complesso gneissico-migmatitico di Parcines (Alto Adige)*. Mem. Mus. Trid. Sc. Nat. **18**: 57-131.
- 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.
- 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.
- GUERRA G. (2004) - *Evoluzione tettonometamorfica della Falda Campo (Guardia Alta, S di Merano, Alpi Orientali)*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Milano.
- 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.
- HAMMER W. (1912) - *Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, 1:75.000, Blatt Glurns-Ortler und Erläuterungen*. Wien .
- HAMMER W. (1925) - *Carta geologica delle Tre Venezie, in scala 1:100.000, Foglio 3 - Passo di Resia*. - Sez. Geol. Uff. Idrograf. Magistrato alle Acque, Venezia.
- HAMMER W. (1938) - *Bemerkung zu R. Staub 'Geologische Probleme um die gebirge zwischen Engadin und Ortler'*. - Verh. Geol. B.A., 227-237.
- HAMMERSCHMIDT K. & STÖCKHERT B. (1987) - *A K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar study on white micas from the*

- Brixen quartzphyllite, Southern Alps.* Contrib. Mineral. Petrol., **95**: 393-406.
- HANTKE R. (1983) - *Eiszeitalter: Die jungste Erdegeschichte der Schweiz und ihre Nachbargebiete.* Ott-Verlag, Thun, **3**, 370 pp.
- HELBIG P. & SCHMIDT K. (1978) - *Zur Tektonik und Petrogenese am W-Ende des Schneeberger Zuges.* Jahrb. Geol. Bundesanst. Austria, **121** (2): 177-217.
- 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. & THONI M. (1991) - *Petrologic constraints for eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement.* Mineral. Petrol., **43**: 237-254.
- HSÜ K.J., CITA M.B. & RYAN W.B.F., (1973) - *The origin of the Mediterranean Evaporites.* Init. Rept. Deep Sea Drilling Project, **13**(2): 1203-1231.
- HUNZINKER J.C. (1974) - *Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps.* Mem. Geol. Miner. Univ. Petrova, **31**: 5-51.
- JANÁK M., FROITZHEIM N., VRABEC M., KROGH RAVNA E.J. & DE HOOG J.C.M., 2006. *Ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of garnet peridotites in Pohorje, Eastern Alps.* J. Metamor. Geol., **24**: 19-31.
- JOANNEUM RESEARCH (1998) - *Indagine geologica per il progetto di una perforazione geotermica in profondità nel circondario di Merano/Südtirol.* 23 pp. + 7 tavv. f.t. Relazione inedita per la provincia di Bolzano.
- 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 Gesteinzug) (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.
- KAVLACHEVA R., SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1986) - *Acritarch evidence for the Cambrian age of phyllites in the Agordo area (South-Alpine basement of the Eastern Alps, Italy).* Rev. Palaeobotany Palynology, **48**: 311-336.
- KHALE HG., GEIGER A., BUERKI B., GUBLER E., MARTI U., ROTHACHER M., GURTNER W., BEUTLER G., BAUERISMA I. & PFIFFNER O.A. (1997) - *Recent crustal movements, geoid and density distribution; contribution from integrated satellite and terrestrial measurements.* In: Results of NRP 20; deep structures of the Swiss Alps. Birkhaeuser Verlag, Basel.
- KLEBELSBERG R. VON (1920) - *Geologisches aus der Umgebung Merans.* Festschrift D. u. O. Alpen, 50 Jahre AV- Sekt. Meran.
- KLEBELSBERG R. VON (1923) - *Zur Geologie der Porphyryplatte zwischen Eisak- und Sarnthal.* Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1923, 49-59.
- KLEBELSBERG R. VON (1926) - *Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol.* Zeitschrift für Gletscherkunde, **14**: 266-285, Leipzig.
- KLEBELSBERG R. VON (1927) - *Die Südtiroler Erdpyramiden.* Geologische Charakterbilder von K. Andrie, fasc. 35, 16 pp., Berlin.
- KLEBELSBERG R. VON (1935) - *Geologie von Tirol.* I-XII + 872 pp., Borntraeger ed., Berlin.
- KLEBELSBERG R. VON (1947) - *Meran-Mais und Hall. Von der Geschichte zweier Schuttkegel.* Tiroler Heimat, Bd. II, pp. 13-16, Innsbruck.
- KOBER L. (1923) - *Bau und Entstehung der Alpen.* Borntraeger, Berlin.
- KOBER L. (1933) *Die erdgeschichtliche Bedeutung der Metamorphiden und das Tauernfenster.* Zentralblatt für Mineralogie Geologie und Palaeontologie Abteilung B Geologie und Palaeontologie. **6**: 305-314.
- 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.

- KOZIOL A.M. & NEWTON R.C. (1989) - *Grossular activity-composition relationships in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments*. Contrib. Mineral. Petrol., **103** (4): 423-433.
- LAUBSCHER H.P. (1974a) - *Central Alps and Jura Mountains*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, **4**: 85-108.
- LAUBSCHER H.P. (1974b) - *The tectonic of subduction in the Alpine system*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (2): 275-283.
- LE BAS J.M., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN R. (1989) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica diagram*. J. Petrol., **27**: 745-750.
- LE MAITRE R.W. (1989) - *A classification of Igneous Rocks and Glossary of terms*. Blackwell Scientific Publ., pp.1-193.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1965) - *Gli gneiss sillimanitici nella formazione scistosocristallina della zona Scena-Rio Masul-Picco di Ivigna (Alto Adige)*. Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA., **78**: 1-34, Padova.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1966) - *La formazione dei paragneiss pieghettati e la formazione dei paragneiss con intercalazioni sillimanitiche nella zona Merano-Velloi-Venurio (Alto Adige)*. Mem. Acc. Patav. Sci., Lett., Arti, **78**: 501-529.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1969) - *Contributo alla conoscenza della petrografia e della geologia di Monte San Vigilio (Merano-Alto Adige)*. Mem. Soc. Geol. Ital., **8**: 93-119, Roma.
- 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.
- MACERA P., FERRARA G., PESCIA A. & CALLEGARI E. (1985) - *A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello batholith*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 223-259.
- MAROCCHI M., BARGOSSO G.M., KLÖTZLI U., MAIR V. & MORELLI C. (2005) - *Zircon geochronology, geochemistry and a new stratigraphic Systematic of the lower Permian Athesian Volcanic Group (AG), Southern Alps (Italy)*. Epitome Geoitalia 2005, FIST, p. 130.
- MAROCCHI M., MORELLI C., MAIR V., KLÖTZLI U. & BARGOSSO G.M. (2008) - *Evolution of large silicic magma systems: new U/Pb zircon data on the NW Permian Athesian Volcanic Group (Southern Alps, Italy)*. Journal of Geology, **116**: 480-498.
- MARTIN S., MONTRESOR L., MAIR V., PELLEGRINI G.B., AVANZINI M., FELLIN G., GAMBILLARA R., TUMIATI S., SANTULIANA E., MONOPOLI B., GASPARI D., SAPIGNI M. & SURIAN N., 2009 - *Note Illustrative della carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, foglio 025 "Rabbi"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, 190 pp.
- MARTIN S., PROSSER G. & MORTEN L. (1993) - *Tectono-magmatic evolution of sheeted plutonic bodies along the north Giudicarie line (Northern Italy)*. Geol. Rundschau, **88**: 51-66.
- MASSARI F. (1988) - *Some thoughts on the Permo-Triassic evolution of the South-Alpine Area (Italy)*. In: Cassinis G. (Ed.), *Permian and Permian-Triassic Boundary in the South Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports*. Mem. Soc. Geol. It., **34**: 179-188.
- MASSARI F., CONTI M.A., FONTANA D., HELMOLD K., MARIOTTI N., NERI C., NICOSIA U., ORI G.G., PASINI M. & PITTAU P. (1988) - *The Val Gardena Sandstone and the Bletterophon Formation in the Bletterbach Gorge (Alto Adige, Italy): biostratigraphy and sedimentology*. Mem. Soc. Geol., **60**: 229-273.
- MASSARI F. & NERI C. (1997) - *The infill of a supradetachment (?) basin: the continental to shallow-marine Upper Permian succession of Dolomites and Carnia (Italy)*. Sedimentary Geology, **110**: 181-221.
- MASSARI F., NERI C., PITTAU P., FONTANA D. & STEFANI C. (1994) - *Sedimentology, palinostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow marine rift-related succession: Upper Permian of the eastern Southern Alps (Italy)*. Mem. Scienze Geologiche, Padova, **46**: 119-243.

- 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.
- MEIER A. (2003) - *The periadriatic fault system in Valtellina (N-Italy) and the evolution of the southwestern segment of the eastern Alps*. DISS. ETH N°. 15008, 190 pp., Zurigo.
- MEIER A. & MANCKTELOW N. (1997) - *Possible westward continuation of the Pejo fault to the Passo Mortirolo, Upper Valtellina, Italy and its regional significance*. In "Abstr. Vol. 3rd Workshop on Alpine Geol. Studies", Oropa-Biella Sept.29-Oct.1, 1997, Quad. Geod. Alp. Quat., **4**: 79.
- MELI S. (1994) - *I porfiroidi sudalpini delle Alpi Orientali: studio petrografico-geochimico*. Ph. D. Thesis, unpublished, University of Padova, Italy, 298 pp.
- MELI S. (1995) - *Porphyroids in the eastern Southalpine basement: a petrographic and geochemical study*. Ph. D. Thesis, University of Padova, Italy, Plinius, **13**: 139-144.
- MELI S. (1998) - *Pre-Variscan volcanic activity in the Eastern Alps: the Southalpine porphyroids*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **78**: 415-432.
- MELI S. & KLÖTZLI U.S. (2001). - *Evidence for Lower Paleozoic magmatism in the Eastern Southalpine basement: zircon geochronology from Comelico "porphyroids"*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **81**(2): 147-157.
- 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.
- MITTEMPERGHER M. (1958) - *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige*. C.N.R.N. St. e Ric. Div. Geomin., **1**(1): 61-146.
- MITTEMPERGHER M. (1962) - *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, **69** (2): 1-41.
- MODENA G. (1996) - *Interazione tra magmi acidi e basici: il plutone di Ivigna (Alpi meridionali centro-orientali)*. Tesi di Laurea, Dip. Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Univ. Bologna, Italia.
- MORELLI C., BARGOSSO G.M., MAIR V., MAROCCHI M. & MORETTI A. (2007) - *The lower permian volcanics along the Etsch valley from Meran to Auer (Bozen)*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **153**: 195-218.
- MORGANTE S. (1940) - *Il giacimento di Corvara in Val Sarentino*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **14**: 68.
- MORGANTE S. (1971) - *Massa intrusiva di Ivigna-Bressanone e filoni di età incerta*. In: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Servizio Geologico d'Italia. Foglio **4**: 38-45.
- MORTEN L. (1974) - *La tonalite di Val dei Rivi (Rumo)*. Miner. Petrogr. Acta, **20**: 79-90.
- MOSTLER H. (1986) - *Der Nordabschnitt der Bozner Porphyryplatte (Exkursion F am 4. und 5. April 1986)*. Jber. Mitt. oberrhein geol. Ver., N.F. **68**: 105-117.
- 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.
- NERI C. & POSENATO R. (1985) - *New biostratigraphical data on uppermost Werfen Formation of Western Dolomites (Trento, Italy)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **14/3** (1985): 83-107.
- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. (2004) - *Microtectonics*. Springer Verlag. 366 pp.

- PECCERILLO A. & TAYLOR S.R. (1976) - *Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Turkey*. Contrib. Mineral. Petrol., **58**: 63-81.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen in Eiszeitalter*, vol. III. Tauschnitz ed., Lipsia.
- PERNA G. (1963) - *Piramidi di terra e piramidi di erosione nel Trentino-Alto Adige*. Mem. Mus. Trid. Sc. Nat. a. XXV-XXVI (1962-1963), **14**(2):1-209, Trento.
- PERSAUD M. & PFIFFNER O.A. (2004) - *Active deformation in the eastern Swiss Alps; post-glacial faults, seismicity and surface uplift*. Tectonophysics, **385** (1-4), pp.59-84.
- PERUFFO F. (1936) - *Contributo alla conoscenza della composizione chimica di alcune rocce del massiccio di Monte Croce (Alto Adige)*. Studi Trent. Sci. Nat., **17**: 285-298.
- PETRASECK W. (1904) - *Über Gesteine der Brixener Masse und ihrer Randbildungen*. Jahrb. K-K. Geol. Reichs., **54**: 47-74.
- PICHLER A. (1868) - *Beiträge zur Geognosie Tirols*. Jb. Geol. R.A., **18**, Wien.
- PICHLER A. (1873) - *Geologisches aus Tirol*. N. Jb. f. Min.
- PICHLER A. (1875) - *Beiträge zur Geognosie Tirols*. N. Jb. f. Min. Stuttgart: 926-936.
- PISA G., FARABEGOLI E. & OTT E. (1978) - *Stratigrafia e paleogeografia dei terreni anisici della conca di Agordo e dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti sudorientali)*. Mem. Soc. Geol. It., **18** (1978): 63-92.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1991) - *Caratteri stratigrafici e strutturali del basamento cristallino di Agordo (Belluno)*. Rend. Soc. Geol. It., **14**: 127-34.
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1993) *The Agord basement (NE Italy): a 500 ma - long geological record in the southalpine crust*. Estratto da IGCP N.276, Newsletter, **5**, 1992
- POLI M.E. & ZANFERRARI A. (1994) - *Il basamento sudalpino orientale: stratigrafia, tettonica varisica e alpina, rapporti copertura basamento*. Studi Geologici Camerti 1994
- POLI S. (1989a) - *Problemi di petrologia ignea e metamorfica delle metabasiti: un esempio dal basamento austroalpino*. Tesi di dottorato, Univ. Milano, 184 pp.
- POLI S. (1989b) - *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.
- PROSSER G. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the North Giudicarie line (Insubric line, northern Italy)*. Tectonics, **17**: 921-937.
- PROSSER G. (2000) - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric line, northern Italy)*. J. Geodyn., **30**: 229-250.
- 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*. Tschem. Min. Petr. Mitt., **13**: 35-54.
- PURTSCHELLER F., DIETRICH H., RAMMLMAIR D. & TESSADRI R. (1987) - *The Austroalpine Unit West of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai Complex as an Example for the Eoalpine Metamorphic Evolution. - Rock affected by Alpine Metamorphism only*. In 'FLÜGEL H.W. & FAUPL P. (1987): Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke Vienna, 418 pp.', 183-185.
- PURTSCHELLER F., HAAS R., HOINKES G., MOGESSIE A., TESSADRI R. & VELTMAN C. (1987) - *The Austroalpine Unit West of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai Complex as an Example for the Eoalpine Metamorphic Evolution. Eoalpine Metamorphism in the Crystalline Basement*. In 'FLÜGEL H.W. & FAUPL P. (1987): Geodynamics of the Eastern Alps, Deuticke Vienna, 418 pp.', 185-190.
- PURTSCHELLER F. & RAMMLMAIR D. (1981) - *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.
- 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., GUILDERTON 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).
- RING U. & RICHTER C. (1994) - *The Variscan structural and metamorphic evolution of the eastern Southalpine basement*. *J. Geol. Soc., London*, **151**: 755-766.
- ROFNER, V., WYHLIDAL, S., TROPPEL, P. & MAIR, V. (2007) - *The metamorphic evolution of amphibolites and quartzphyllites from the Southalpine basement in the northern Eisack Valley (Gufidaun, Waidbruck, South-Tyrol, Italy)*. *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **153**: 97.
- 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.
- ROTTURA S., DEL MORO A., CAGGIANELLI A., BARGOSSO G.M. & GASPAROTTO G. (1997) - *Petrogenesis of the Monte Croce granitoids in the contexts of Permian magmatism in the Southern Alps, Italy*. *Eur. J. Mineral.*, **9**: 1293-1310.
- ROTTURA S., BARGOSSO G.M., CAGGIANELLI A., DEL MORO A., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1998a) - *Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy*. *Lithos*, **45**: 329-348.
- ROTTURA A., CAGGIANELLI A., DEL MORO A., ACQUAFREDDA P. & BARGOSSO G.M. (1998b) - *Mechanical and chemical interaction between mafic and felsic magmas in the late evolution of the Ivigna granodiorite, Southern Alps*. *Miner. Petrogr. Acta*, **41**: 1-20.
- RUDNICK R.L. & GAO S. (2003) - *Composition of the Continental Crust*. In: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Publ.
- 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 Gesteinszüge 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*. *Schlerschriften*, 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. Magistrato alle Acque*, 72 pp, Venezia.
- SASSI F.P., CESARE B., MAZZOLI C., PERUZZO L., SASSI R. & SPIESS R. (2004) - *The crystalline basements of the Italian eastern Alps: a review of the metamorphic features*. *Per. Mineral.*, Special Issue 2: A showcase of the Italian research in metamorphic petrology, **73**: 23-42.
- SASSI F.P., KAVLACHEVA R. & ZANFERRARI A. (1984) - *New data on the age of deposition of the South-Alpine phyllitic basement in the Eastern Alps*. *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **10**: 609-624.

- SASSI F.P., SCHÖNLAUB H.P. & ZANFERRARI A. (1978) - *The pre-Variscan history of the eastern Alps*. In: *Ergebnisse der österreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogramms (IGCP) bis 1976*. Zapfe H (editor). Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **3**: 261-277.
- SASSI F.P. & SPIESS R. (1993) - *The South-alpine metamorphic basement in the Eastern Alps*. In: J.F. von Raumer & F. Neubauer, *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer-Verlag, 599-607.
- SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1973) - *Sulla presenza di una massa tonalitica lungo la linea della Gail fra Obertilliach e Liesing (Austria)*. N. Jb. Miner. Abb., **107**: 144-340.
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1989) - *The lithostratigraphic sequence in the Southalpine basement of the Eastern Alps*. In: F.P. Sassi and A. Zanferrari (eds.), *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Belts: Stratigraphic Correlation Forms*. Rend. Soc. Geol. Ital., **12**: 397-402.
- 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., FÜGENSCHUH B., KISSINGL E. & SCHUSTER R. (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. Eclogae Geol. Helv., **97**: 93-117.
- SCHMID S.M. & HAAS R. (1989) - *Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schling Thrust, Eastern Alps*. Tectonics, **8**: 697-718.
- SCHMIDEGG O. (1932) - *Geologische Spezialkarte der Republic Österreich, Blatt Sölden und St. Leonhard*. Scala 1:75.000. Geol. Bund., Wien.
- SCHMIDEGG O. (1933a) - *Neue Ergebnisse in den Südliche, Oetztaler Alpen*. Verh. d. Geol. B.A., pp.83-95.
- SCHMIDEGG O. (1933b) - *Der Bau der Oetztaler-Stubai Alpen*. Mitt. Döav.
- SCHMIDEGG O. (1936) - *Steilachsige Tektonik und schlingenbau an Südseite der Tiroler Zentralalpen*. Jb. d. Geol. B.A., Wien.
- SCHMIDEGG O. (1964) - *Die Oetztaler Schubmasse und ihre Umgebung*. Verh. Geol. Bund., **1**: 24-47.
- SCHMIDT K. (1965) - *Zum Bau der suedlichen Oetztaler und Stubai 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.
- SCHWEIGL J. (1995) - *Neue geochronologische und isotopengeologische Daten zur voralpidischen Entwicklungsgeschichte im Ötztalkristallin (Ostalpen)*. Jb. Geol. Bundesanstalt, **138**: 131-149.
- SELLI L., BARGOSSO G.M., DI BATTISTINI G., MORDENTI A., TRANNE C.A. & STEFANI A. (1996) - *Le vulcaniti permiane a N della Linea del Calisio: evoluzione strutturale del margine SW del distretto vulcanico atesino (Trento, Italia)*. Miner. Petrogr. Acta, **39**: 169-196.
- 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 (protalus) rampart formation: geomorphological evidence from Smørbotn, Romsdalsalpane, southern Norway*. Geogr. Ann., **81A** (1): 31-45.
- SLEJKO D., CARULLI G.B., V., 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.
- 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.
- H. (1999) - *Strukturgeologische, petrologische und geochronologische Bearbeitung der Hillserien der eoalpinen Eklogite im südöstlichen Ötztal-Stubai-Kristallin, Südtirol, Italien*. Diploma thesis, Univ. Wien, Austria, 119 pp.
- 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.
- 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.
- H., THÖNI M. & HÄBLER G. (2003) - *Dating a single garnet crystal with very high Sm/Nd ratios (Campo basement unit, Eastern Alps)*. Eur. J. Mineral., **15**: 35-42.
- 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.
- SPICHER A. (1980) - *Tektonische Karte der Schweiz, 1:500.000*. Schweiz. Geol. Komm. Ed.
- SPIESS R. (1995) - *The Passeier-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., MARCOLONGO B. & CAVAZZINI G. (2001a) - *The kinematics of the Southern Passeier fault: radiometric and petrographic constraints*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **81**: 197-212.
- SPIESS R., PERUZZO L., PRIOR D.J. & WHEELER J. (2001b) - *Development of garnet porphyroblasts by multiple nucleation, coalescence and boundary misorientation-drive rotations*. J. Met. Petrol., **19** (3): pp.269-291.
- STÄFFLER H. & NICOLUSSI K. (2002) - *Fund subfossiler Holzstämme in Naturns*. Der Schlern, **72**(4): 4-9, Bolzano.
- 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 Bünden und dem Oberem Veltlin-teil*. Jahresh. Naturf. Ges. Graubündens (N.F.), **90**: 110-216.
- STOTTER M. (1857) - *Die Ötztaler Masse*. Zsch. d. Ferdinandeums, Innsbruck.
- STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK J.W., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., VAN DER PLICHT J. & SPURK M. (1998) - *INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP*. Radiocarbon, **40**: 1041-1083.
- SUESS F.E. (1909) - *Das Antlitz der Erde III*. Bd. 2 Hälfte. Tempsky Vienna.
- SUN S.S. & McDONOUGH W.F. (1989) - *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: Saunders AD and Norry MJ (Eds), 1989, Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication: **42**: 313-345.
- TELLER F. (1877) - *Aufnahmen im oberen Ötz- und Passaiertal*. 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 Ötztalerguppe. (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.
- TESAURO M., HOLLENSTEIN C., EGLI R., GEIGER A. & KHALE HG. (2005) - *Continuous GPS and broad scale deformation across the Rhine Graben and the Alps*. Geol. Rund., **94** (4): 525-537.
- 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 Oetztal 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 H. Flügel and P. Faupl (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.
- TOLLMANN A. (1963) - *Ostalpensynthese* - Deticke, Wien, 256 pp.
- TOLLMANN A. (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 A. (1977) - *Geologie von Österreich, I, Die Zentralalpen*. Deuticke Verlag, Vienna, 766 pp.
- TOLLMANN A. (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.
- TRENER G.B. (1904) - *Ober die Gliederung. der Quarzporphyrtafel im Lagorai-Gebirge*. Verh. d. Geol. Bundesanst., **1904**: 390-394, Wien.
- 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.
- VAI G.B. (1991) - *Palaeozoic strike-slip pulses and palaeogeography in the circum-Mediterranean Tethyan realm*. Pal. Pal. Pal., **87**: 223-252.
- 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 H. FLÜGEL & P. FAUPL (Eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Vienna, 103-111.

- VAN HUSEN D. (1983) - *A model of valley bottom sedimentation during climatic changes in a humid alpine environment*. In: EVENSON E., SCHLUCHTER C. & RABASSA J. (eds.), *Tills and related deposits*, 345-349, A.A. Balkema, Rotterdam.
- VAN HUSEN D. (1987) - *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt, Wien, 24 pp., 1 carta a scala 1:500.000.
- VAN HUSEN D. (1989) - *The last interglacial-glacial cycle in the eastern Alps*. *Quaternary International*, **3/4**: 115-121.
- VECOLI M., DIENI I., SASSI F. & SERVAIS T. (2008) - *Cambrian Acrityrachs from the Col di Foglia (Agordo) southalpine metamorphic basement, Italian Eastern Alps: the oldest biostratigraphic record in the alps*. *Rend. Lincei*, **19**: 45-55.
- 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.
- VIOLA G., MANCKTELOW N. S., SEWARD D., MEIER A. & MARTIN S. (2003) - *The Pejo fault system: an example of multiple tectonic activity in the Italian Eastern Alps*. *GSA Bull.*, **115**: 515-532.
- VIOLA G., SEWARD D., MANCKTELOW N. & MEIER A. (1997) - *New fission-track geochronological constraints on a major intra-Austroalpine shear zone: the Pejo fault*. In "Abstr. Vol. 3rd Workshop on Alpine Geol. Studies", Oropa-Biella Sept.29-Oct.1, 1997, *Quad. Geod. Alp. Quat.*, **4**: 138.
- VISONÀ D. (1976) - *Sulla presenza di filoni nella tonalite orientata del Passo Valles (Massiccio granitico di Bressanone, Alpi Orientali)*. *Studi Trent. Sci. Nat.*, **53** (5A): 61-73.
- VISONÀ D., FIORETTI A.M., POLI M. E., ZANFERRARI A. & FANNING M. (2007) - *U-Pb SHRIMP zircon dating of andesite from the Dolomite area (NE Italy): Geochronological evidence for the early onset of Permian Volcanism in the eastern part of the southern Alps*. *Swiss. J. Geosci.*, **100**: 313-324.
- WERLING E. (1992) - *Tonale, Pejo und Judicarien-Linie: Kinematik, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden, aber verschiedenaltigen Verwerfungszonen*. PhD thesis, ETH, Zürich.
- WERTH K. (2003) - *Die Geschichte der Etsch zwischen Meran und S. Michele*. Flussregulierung, Trockenlegung der Möser, Hochwasser. Tappeiner AG Verlag, Lana (BZ), 344 pp.
- WYHLIDAL S., THÖNY W.F., TROPPEL P. & MAIR V. (2007a) - *The permian intrusions of the Iffinger and Kreuzberg granodiorites and their contact metamorphosed pelitic rocks*. *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **153**: 136.
- WYHLIDAL S., THÖNY W.F., TROPPEL P. & MAIR V. (2007b) - *Thermobarometry of contact metamorphosed pelitic rocks at the southern rim of the Permian Brixen Granodiorite*. *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **153**: 134.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1977) - *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. *Chemical Geology*, **20**: 325-343.
- WOPFNER H., GRIESECKE S., KOCH J & FELS H. (1983) - *New aspects on Metal Deposits of the Groeden Sandstone (South Tyrol, Italy)*. In: H. J. Schneider (Ed.): *Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe*, Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 70-80.
- YARDLEY B.D.W. (1989) - *An introduction to metamorphic petrology*. New York. Longman.
- 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., POLI S., RUBATTO D. & ZANCHI A. (2009) - *Evidence of deep Austroalpine crust subduction in the western Eastern Alps: the (U)HP Ulfas eclogites (Texel Complex, NE Italy)*. Submitted.
- 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.
- ZANTEDESCHI C. (1991) - *Geocronologia Rb-Sr sugli gneiss granitoidi del Complesso di Parcines (Alto Adige Orientale)*. *Mem. Sci. Geol.*, **43**: 319-329

PROGETTO
CARG