

Inhalt

1. Einleitung	1
1.1 Einführung in die Thematik.....	1
1.2 Aufgabenstellung und Zielsetzung	2
1.3 Methodik.....	3
1.3.1 Luftbildanalyse und digitales Höhenmodell.....	3
1.3.2 Geländearbeit.....	3
1.3.3 Erstellung der Karten.....	4
1.4 Geografische Beschreibung des Untersuchungsgebietes	5
2. Festgesteinsuntergrund	10
2.1 Überblick über die Geologie Vorarlbergs	10
2.1 Tektonik des Untersuchungsgebietes	11
2.3 Überblick über die Lithologien im Untersuchungsgebiet.....	14
2.4 Bürser Konglomerat und topografisch höhere Konglomeratvorkommen	16
2.4.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet	18
2.5 Arosa Zone (Jura, Kreide bis Turonium).....	21
2.5.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet	22
2.6 Formationen der Nördlichen Kalkalpen	24
2.6.1 Hauptdolomit (Oberes Karnium-Norium).....	24
2.6.1.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet.....	24
2.6.2 Nordalpine Raibler-Formation (Karnium).....	25
2.6.2.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet.....	29
2.6.3 Arlberg-Formation (Oberes Ladinium)	36
2.6.3.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet.....	37
2.6.4 Partnach-Formation (Unteres Ladinium).....	38
2.6.4.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet	38
2.6.5 Alpiner Muschelkalk (Anisium-unteres Ladinium)	39
2.6.5.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet.....	40
2.11 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse der Kartierung des Festgesteinsuntergrundes.....	41
3. Geomorphologie des Untersuchungsgebietes	43
3.1 Zur Geochronologie und Morphostratigraphie der Würmeiszeit in Vorarlberg.....	43
3.2 Vorangehende geomorphologische Studien im Untersuchungsgebiet	51
3.3 Das geomorphologische Kartierungssystem	64
3.3.1 Anthropogene Formen	66
3.3.2 Hydrographie	66
3.3.3 Geomorphologische Prozesse.....	67
3.3.4 Verteilung von erratischen Blöcken im Untersuchungsgebiet (Anlage C)	69
3.3.5 Lockergesteine und deren Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet	73
3.3.6 Gipsdolinien und anderwärtige Depressionen	80
3.3.7 Rückzugsstadien des Illgletschers im Untersuchungsgebiet und Unterscheidung von Lokalmoränen.....	81
4. Detailkartierungsberichte	85
4.1 Tschengla.....	85
4.2 Untere Ronaalpe (Untere Ronna)	87
4.3 Mittlere Ronaalpe (Mittlere Ronna)	91
4.4 Vilschena	93
4.5 Spial/Außerberg/Außertobel.....	96
5. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse der geomorphologischen Kartierung, abschließende Schlussfolgerungen und Ausblick	100

Literaturverzeichnis.....109

Anlagen:

Anlage A: Röntgendiffraktometrische Untersuchungen an kristallinem Gesteine von der unteren und mittleren Ronaalpe (untere/mittlere Ronna) in Bürserberg

Anlage B : Fotodokumentation

Anlage C : Verteilung von erratischen Blöcken in Bürserberg im Maßstab 1:5000

Anlage D: Geomorphologische Karte von Bürserberg im Maßstab 1:5000

Anlage E: Geologische Karte von Bürserberg im Maßstab 1:10 000

Anlage F: Geomorphologische Karte Tschengla-Ronna-Vilschena im Maßstab 1:2000

Anlage G: Geomorphologische Karte Spial-Außerberg-Außertobel im Maßstab 1:2000

Diese Diplomarbeit enthält eine **CD-ROM**, welche den Text mit farbigen Abbildungen inkludiert. Weiters enthält die CD-ROM die Anlagen C bis G als TIFF-Dateien.

Danksagung

Zu allererst sei meinen Eltern und Großeltern gedankt, die mir durch ihre großzügige Unterstützung und Motivation ein Studium erst ermöglicht haben. Natürlich danke ich auch meinen Brüdern Harald und Markus für die stete Unterstützung und die Motivation.

Der Gemeinde Bürserberg danke ich für die freundliche Unterstützung und die zur Verfügung gestellte Gemeindewohnung. Dem Landesvermessungsamt Feldkirch sei für die zur Verfügung gestellten GIS-Datensätze gedankt.

Meinem Betreuer DI Dr. Jean F. Schneider danke ich für die Vergabe und Betreuung der Diplomarbeit sowie für die Unterstützung vor Ort. Weiters danke ich Dr. Michael Wagreich für die Durchsicht der Diplomarbeit. Für die vielen Fragen im Zusammenhang mit der XRD-Analyse sei Dr. Franz Ottner sowie Dipl. Ing. Karin Wriessnig besonders gedankt. Weiters danke ich Dr. Markus Fiebig für die Unterstützung.

Dr. Leo de Graaff danke ich für die freundliche Unterstützung in Vorarlberg, für die Literatur und die interessanten Diskussionen. Dr. Rufus Bertle und Dipl. Ing. F. Grossauer danke ich für die zur Verfügung gestellten Fotos.

Besonderer Dank gebührt Ing. Gerhard Pirchl für die Unterstützung in Bürserberg und für seine Recherchen, welche diese Diplomarbeit erst möglich gemacht haben.

Mag. Jürgen Scheibz sei für die stets spontane Hilfe und Unterstützung sowie für die interessanten Diskussionen gedankt. Alex Wörther sei neben vielen interessanten Gesprächen besonders für die vielen Hilfen bezüglich GIS gedankt.

Kurzfassung

Ein Gebiet, welches größtenteils in der Gemeinde Bürserberg, in Vorarlberg, Österreich, liegt wurde geomorphologisch – geologisch neu aufgenommen. Ein Schwerpunkt lag auf der Verbreitung von erratischen Blöcken. Als topografische Grundlage diente ein Laserscanning Höhenmodell mit einer Auflösung von 1m.

Die Lokalitäten Tschengla, untere-, mittlere Ronaalpe (untere-, mittlere Ronna), Vilschena, Spial, Außerberg und Außertobel wurden geomorphologisch detaillierter kartiert und insb. den dort auftretenden erratischen Blöcken große Aufmerksamkeit gewidmet, da diese mit prähistorischen Kultstätten in Verbindung gebracht werden.

Die Verteilung der Erratika im gesamten Untersuchungsgebiet wird im Maßstab 1:5000 dargestellt. Die Erratika, die in div. Größenklassen und nach Lithologie eingeteilt wurden, spiegeln den Einflussbereich des Illgletschers und des lokalen Alvieregletschers bzw. dessen transfluierende Eislappen wieder.

Die geomorphologische Karte zeigt anthropogene Veränderungen, Hydrographie, Morphometrie, geomorphologische Prozesse, Lockergesteine, glaziale und glaziofluviale Terrassen und Moränenwälle sowie glaziale Schurfrienen, Schmelzwasserrinnen bzw. Trockentäler, Gipsdolinien, anderwärtige Depressionen, Schwemm/Schutfächer, Viehgangeln und Blaiken des Untersuchungsgebietes im Maßstab 1:5000. Der Festgesteinsuntergrund wurde im Maßstab 1:10 000 kartiert und wird separat dargestellt. 2 Detailkarten im Maßstab 1:2000 zeigen die Geomorphologie der möglicherweise archäologisch relevanten Lokalitäten.

Die Gneis-Erratika dieser Lokalitäten wurden hauptsächlich vom Illgletscher von S, aus dem Bereich Silvretta, verfrachtet und abgelagert. Der Bereich Tschengla stellt einen mehrheitlich isolierten Ausschmelzbereich des Illgletschers dar. Im Bereich Ronna, der ebenfalls hpts. durch den Illgletscher geprägt wurde, ist durch das Auftreten von Kalk/Dolomit-Erratika ein Einfluss des lokalen Furklagletschers, der einen Seitenast des Alvieregletschers darstellt, feststellbar. Der Bereich Vilschena stellt einen durch mehrere Terrassen, die jeweils einem bestimmten Illgletschniveau zuzuordnen sind, gegliederten, ehemaligen Schmelzwasserdurchgang ohne erkennbaren Lokalgletschereinfluss dar. Der Bereich Spial ist eine mit Toteislöchern, Moränenwällen und Erosionsrinnen überzogene Grundmoränenlandschaft des Illgletschers, die von Spaltenbildungen im unterlagernden Bürser Konglomerat betroffen ist. Im Bereich Außerberg liegen die Gneis-Erratika eingebettet in glaziofluvialen Kies-Eisrandterrassen, bei Außertobel in Schurfrienen an der Kante des Tschalengaberges.

Eine anthropogene Verfrachtung großer Erratika über größere Distanzen hinweg ist unwahrscheinlich – die Lage der kristallinen Erratika der Detailkartierungsbereiche und des gesamten Untersuchungsgebietes kann i. W. den div. Abschmelzphasen des Illgletschers und den seither ablaufenden geomorphologischen Prozessen zugeordnet werden. Eine lokale anthropogene Bewegung einzelner Blöcke aus unterschiedlicher Intention heraus ist aber damit nicht auszuschließen.

Weiters wurden röntgendiffraktometrische Untersuchungen (XRD-Gesamtmineralanalysen) an kristallinem Illgletscher-Geschiebe von der unteren und mittleren Ronaalpe (Untere-, mittlere Ronna) durchgeführt. In diesem Zusammenhang wurde getestet ob eine Differenzierung von Geschiebematerial mittels sog. „Radiästhesie“ auf eine Änderung im Mineralbestand zurückzuführen ist. Es wurden 41 Pulverproben gemessen. Erfasst wurden die Minerale Quarz, Feldspäte, Hornblende, Chlorit und Glimmer. Die XRD-Gesamtmineralanalysen konnten die zuvor durchgeführte, unkonventionelle, Unterscheidung nicht bestätigen.



**universität
wien**

DIPLOMA THESIS

Geomorphological mapping in Bürserberg, Vorarlberg

Author: Bernhard Scherz

Matrikel-Number: 9925992

Field of study: 426 Erdwissenschaften, Branch of study: 431 Geologie

**Adviser: O. Univ. Prof. Dipl. Ing. Dr. Jean F. Schneider, Institute of Applied Geology,
University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Vienna**

Vienna, December 2008

Abstract

An area, mainly situated in Bürserberg, Vorarlberg, western Austria, was mapped geomorphologically and geologically based on a laser-DEM (Digital Elevation Model) with a resolution of 1m. The mapping procedure emphasised on the distribution of erratic blocks. The localities Tschengla, untere-, mittlere Ronaalpe (untere-, mittlere Ronna), Vilschena, Spial, Außerberg and Außertobel were mapped in detail, focussing on the erratic blocks. These blocks are related to prehistoric cult sites.

The distribution of erratic blocks of the whole study area is shown at scale 1:5000. The erratic blocks, which are divided into size ranges and lithology, show the influence of the Ill-and local Alvier-glacier and its overflowing ice lobes respectively.

The geomorphological map (1:5000 scale) shows the anthropogenic changes, hydrography, morphometry, geomorphological processes, unconsolidated rocks, glacial and glaciofluvial terraces and morainic ridges, glacially eroded channels, meltwater channels and dry valleys respectively, gypsum dolines, other depressions, alluvial cones/fans, erosion caused by the passage of cattle and (slope-)areas without vegetation (ger.: Blaiken) in the study area.

The bedrock was mapped at 1:10 000 scale and is presented in a separate map sheet. 2 detail-maps at scale 1:2000 show the geomorphology of the localities that are possibly archaeologically relevant. The gneiss-erratics of these localities were transported from the south, from the Silvretta-area, by the Ill-glacier. The locality Tschengla represents morainic-sediments, that were deposited by downmelting of a mainly separated part of the Ill-glacier. The Ronna area was eroded mainly by the Ill-glacier though, due to the appearance of local limestone/dolomite-erratics, an influence of the local Furkla-glacier, which represented a branch of the Alvier-glacier, is detectable. The locality Vilschena represents a former meltwater channel, that can be subdivided into several terraces, each corresponding to a particular level of the Ill-glacier – no influence of the local glacier could be detected. The locality Spial represents an Ill-glacier ground moraine landscape with dead ice holes, morainic ridges and erosion channels. The area is affected by fractures in the underlying Bürs-conglomerate. The erratic blocks at Außerberg are embedded in glaciofluvial gravel-terraces, those at Außertobel occur in a channel at the edge of the Tschalengaberg.

The distribution of gneiss erratics primarily responds to certain deglaciation phases of the Ill-glacier and the geomorphological processes that took place since then. An anthropogenic dislocation of large erratics over considerable distances is unlikely. Locally, however, an anthropogenic dislocation of erratics is still possible.

Furthermore, X-ray diffractometer (XRD-bulk mineralogy analysis,) analyses on crystalline debris from untere and mittlere Ronaalpe (Untere-, mittlere Ronna), that have been deposited by the Ill-glacier, were carried out. In this context it was tested if a differentiation by means of so-called “radiesthesia” could be attributed to a change in the mineralogical composition. 41 powder samples were measured. The minerals quartz, feldspars, hornblende, chlorite and mica were recorded. The XRD-analyses could not reproduce the differentiation by means of so-called “radiesthesia” that has been carried out before.

1. Einleitung

1.1 Einführung in die Thematik

In Vorarlberg, in der Gemeinde Bürserberg, W von Bürs, wurden anscheinend prähistorische Kultstätten entdeckt und rekonstruiert. Die archäologische Relevanz dieser Kultstätten ist umstritten. G. PIRCHL vermutete, dass sich in Bürserberg auf der Tschengla und auf der Ronaalpe (Ronna, Alpe Rona, Rhona Alpe) sowie an weiteren Lokalitäten in diesem Gebiet bis dato unbekannte prähistorische Kultstätten – Steinkreise, Steinreihen – befinden würden. Eine archäologische Untersuchung der Lokalität auf der Tschengla, bei der PIRCHL einen Steinkreis vermutete, brachte keine Belege für eine ehemalige Kultstätte. Die dort befindlichen erratischen Blöcke könnten aber dennoch von Menschen - aus den verschiedensten Motiven heraus - bewegt worden sein (ZANESCO, 2003).

Im Sommer 2004 wurden mittels Bagger einige Findlinge auf der unteren Ronna, unweit der Tschengla, auf Initiative und auf Grund von Plänen von PIRCHL aufgestellt oder ausgegraben bzw. der dort vermutete Steinkreis rekonstruiert. Dabei wurden einzelne Erratika auch neu herangeschafft. Auf der unteren Ronna wurden auf diesem Wege zwei Steinkreise sowie eine Steinreihe errichtet sowie etwas WNW davon ein sog. Ruheplatz mit erratischen Blöcken eingerichtet. Auf der mittleren Ronna wurde ein weiterer Steinkreis als auch eine Steinreihe vermutet. Auch hier wurden erratische Blöcke aufgestellt und ausgegraben und so eine Steinreihe und ein Steinkreis errichtet (PIRCHL, 2004). Insgesamt lässt sich festhalten, dass die durchgeführten Aufstellungsarbeiten im Bereich Ronaalpe keine Grabungen im archäologischen Sinne waren.

Ein Charakteristikum solcher Steinkreise bzw. Steinreihen stellen laut PIRCHL im Bodenhorizont (in einer Tiefe von etwa 15-20 cm) verlegte „aufgeladene“ Steine (meist ~ 0.5-1dm³ große Geschiebe) dar, die beim Steinkreis sternförmig vom Mittelstein zu den äußeren Blöcken verlaufen sollen. PIRCHL nennt diese Geschiebe „Rätia-Steine“ und ortet sie mittels Pendel, falls diese richtig gepolt hintereinander gelegt wurden, über beträchtliche Distanzen hinweg (PIRCHL, 2004). Laut PIRCHL soll speziell die Verwitterungskruste dieses Geschiebematerials für deren besondere „Feldeigenschaften“ verantwortlich sein. In diesem Kontext stehen röntgendiffraktometrische Untersuchungen (Anlage A), welche die Krusten und die unverwitterte Partie derartiger Geschiebe untersuchen. PIRCHL (2005, mdl. Mitt.) führte das Nichtauffinden der im Untergrund verlegten „Rätia-Steinreihen“ auf der Tschengla auf eine fehlerhaft durchgeführte Vermessung zurück.

Eine weitere Grabung im Auftrag von PIRCHL wurde im Juni 2006 auf der unteren Ronna durch-

geführt. Im Zuge dieser Grabung wurde, wie weiter unten noch ausführlicher erläutert wird, die archäologische Methodik mit der sog. Radiästhesie verschränkt. Prähistorische anthropogene Artefakte oder Belege für eine prähistorische Kultstätte konnten nicht aufgefunden werden, doch ist teilweise von Geländeadaptation bzw. Aufschüttungen die Rede (FUCHS, 2006).

Um die archäologische Relevanz der Steinkreise und Steinreihen wird eine kontroversielle, nicht immer sachliche Diskussion geführt. Archäologische Aussagen waren nicht das Thema dieser Arbeit und bleiben Archäologen vorbehalten - im Zentrum dieser Arbeit standen die geomorphologischen Aspekte.

1.2 Aufgabenstellung und Zielsetzung

Ziel der vorliegenden Diplomarbeit war eine GIS gestützte geomorphologische Kartierung eines Gebietes, das größtenteils in der Gemeinde Bürserberg, in Vorarlberg, Österreich liegt. Besonderes Interesse sollte auf dem Vorkommen von erratischen Blöcken (Erratika, Findlinge) liegen. Neben der Kartierung der Geomorphologie und der Erratika des gesamten Untersuchungsgebietes sollte eine geomorphologische Detailkartierung sowohl der erwähnten, teils archäologisch untersuchten Lokalitäten Tschengla und Ronaalpe als auch der Bereiche Vilschena, Spial, Außerberg sowie Außertobel durchgeführt und die Ergebnisse in einem größeren Maßstab dargestellt werden. Die Darstellung der Verteilung der erratischen Blöcke sollte auf einer eigenen (transparenten) Karte erfolgen. Neben der Geomorphologie und der Verteilung der erratischen Blöcke sollte auch der Festgesteinsuntergrund des Untersuchungsgebietes kartiert werden.

Diese Diplomarbeit hatte aber keine archäologischen Ansprüche, sondern sollte die Geomorphologie und den Festgesteinsuntergrund des Untersuchungsgebietes beleuchten. Das Ziel der vorliegenden Arbeit war es nicht evtl. prähistorische Kultstätten zu widerlegen oder zu beweisen. Fächerübergreifende Aussagen könnten aber gemacht werden, wenn die geomorphologischen Befunde den Schluss nahe legen sollten, dass zumindest großflächige respektive tiefgreifende anthropogene Veränderungen einer Lokalität und insb. deren Erratika, unwahrscheinlich oder wahrscheinlich sind - bzw. dass die Lokalität folglich hauptsächlich entweder durch quartärgeologische und geomorphologische Prozesse gebildet wurde und erklärt werden kann oder nicht.

Bei dieser Kartierung handelte es sich größtenteils um Neuaufnahmen von einem bereits in kleinerem Maßstab kartiertem Gebiet. Durch einen größer gewählten Maßstab sollten neue Erkenntnisse bzw. eine höhere Detailtiefe möglich sein.

Weiters sollten röntgenpulverdiffraktometrische Untersuchungen (XRD-Gesamtmineralanalysen)

von glazialen Geschiebmaterial durchgeführt werden. Es sollte untersucht werden ob eine radiometrische Unterscheidung von Geschiebmaterial in 2 Gruppen durch G. PIRCHL mit dem Mineralbestand dieser Geschiebe in Zusammenhang steht.

1.3 Methodik

Im nachfolgenden Abschnitt wird die Methodik der Kartierung des Festgesteinsuntergrundes und der Verteilung der erratischen Blöcke sowie der geomorphologischen Kartierung behandelt. Die Methodik der Röntgendiffraktometrie wird gesondert in Anlage A beschrieben.

1.3.1 Luftbildanalyse und digitales Höhenmodell

Die topografische Datengrundlage der geomorphologischen Kartierung bildete ein digitales Laserscanning Höhenmodell mit 1m Auflösung aus dem Jahr 2004. Es enthielt sowohl einen Datensatz mit Vegetation und Gebäuden (Digital Surface Model, DSM), sowie einen, bei dem diese mittels Filteralgorithmen herausgerechnet waren (Digital Terrain Model, DTM). Weiters standen die Orthophotos von 2001 als Datensatz zur Verfügung. Die Orthophotos von 2006 wurden ebenfalls miteinbezogen (Im Internet verfügbar unter <http://vogis.cnv.at/>). An Luftbildern sind neben den Orthophotos auch verfügbare Aufnahmen vorangegangener Befliegungen geomorphologisch untersucht worden. Es wurden historische Luftbilder (Stereopaare) von 1950-1981 mittels Stereoskop geomorphologisch untersucht.

Die Morphologie war auf Grund des DTMs bzw. DSMs im Detail bekannt. Hangneigungen konnten direkt aus dem Höhenmodell errechnet werden. Dies bildete die Grundlage der geomorphologischen Karte. Daraus ließen sich z. B. exakt Terrassengrenzen, Dolinen, Erosionsrinnen bzw. Bacheinschnitte etc. digitalisieren. Als besonders von Vorteil hat sich dabei das DTM erwiesen, da es eine exakte Abgrenzung von kleinen Reliefformen auch im bewaldeten Bereich erlaubt.

1.3.2 Geländearbeit

Die Geländearbeit umfasste eine Aufschlusskartierung des Festgesteinsuntergrundes als auch die

die Aufnahme der Lockergesteine bzw. des Quartärs und damit einhergehend die Geomorphologie und die rezent ablaufenden geomorphologischen Prozesse. Ein wesentlicher Anteil der Geländearbeit wurde durch die Kartierung der erratischen Blöcke eingenommen. Das Untersuchungsgebiet wurde dabei engmaschig begangen.

Zum Einmessen von Schichtflächen, Neigungen etc. wurde ein Geologenkompass verwendet. 10%ige Salzsäure diente zur Unterscheidung von Kalk und Dolomit. Eine Digitalkamera wurde für die Fotodokumentation verwendet (Anlage B). Ein GPS (Global Positioning System)-Gerät diente zur Standortbestimmung. Wegen der teils ungenauen Standortbestimmung des verwendeten GPS-Gerätes (Garmin etrex), v. a. in bewaldeten Bereichen und in Steilhängen, wurde, soweit möglich, die gesuchte Position mit Hilfe von Orthophotos (1:5000 Kopien), Fotos und digitalem Höhenmodell interpoliert. Die durchschnittliche Ungenauigkeit des GPS-Gerätes lag bei etwa 7-10m, konnte aber im Wald oder im Steilhang rasch auf 40-50m ansteigen. Auf Grund dieser Ungenauigkeiten wurden oft einzelne Findlinge, oft aber auch Areale mit einer höheren Anzahl von Erratika generalisiert aufgenommen bzw. deren Anzahl geschätzt (auf 10er gerundet).

Da bei dieser Kartierung gerade auf die jüngsten geomorphologischen Veränderungen besonderer Wert gelegt wurde, sind in diese Arbeit auch verfügbare historische Daten, wie die erwähnten historischen Luftbilder sowie Fotos, eingeflossen.

1.3.3 Erstellung der Karten

Insgesamt wurden 5 Kartenblätter erstellt: Eine Karte des Festgesteinsuntergrundes im Maßstab 1:10 000 (Anlage E), eine Karte im Maßstab 1:5000, welche die Verteilung der erratischen Blöcke zeigt (Anlage C) sowie eine geomorphologische Karte im Maßstab 1:5000 (Anlage D). 2 Detailkarten im Maßstab 1:2000 zeigen die Geomorphologie sowie die Erratika der Lokalitäten, die mit prähistorischen Kultstätten in Verbindung gebracht werden - Tschengla, untere Ronaalpe (untere Ronna), mittlere Ronaalpe (mittlere Ronna), Vilschena (Anlage F), Spial, Außerberg und Außertobel (Anlage G).

Die geomorphologischen Karten sind das Produkt aus stereoskopischer Luftbildanalyse, Geländearbeit, sowie der Computerarbeit, welche die Analyse des DTMs bzw. des DSMs sowie die Dateneingabe und das eigentliche Erstellen der Karte umfasste. So konnten einige Prozesse, Geländeformen und Erratika direkt aus den zur Verfügung stehenden Datensätzen digitalisiert werden, andere wiederum erst durch die Geländebegehung erkannt und kartiert werden.

Als Legende wurde i. W. eine modifizierte Version der Legende für geomorphologische Kartierungen in Hochgebirgen verwendet (GMK Hochgebirge, KNEISEL et al., 1998). Die verwendeten Legendensymbole entsprechen bzw. wurden an diejenigen der GMK Hochgebirge angelehnt. Alle 5 Karten wurden auf Basis des erwähnten Laserscanning Höhenmodells mit dem Programm ESRI ArcMap 9.1 erstellt. Koordinaten werden jeweils im Gauß-Krüger Koordinatensystem AUT-GK28 angegeben.

1.4 Geografische Beschreibung des Untersuchungsgebietes

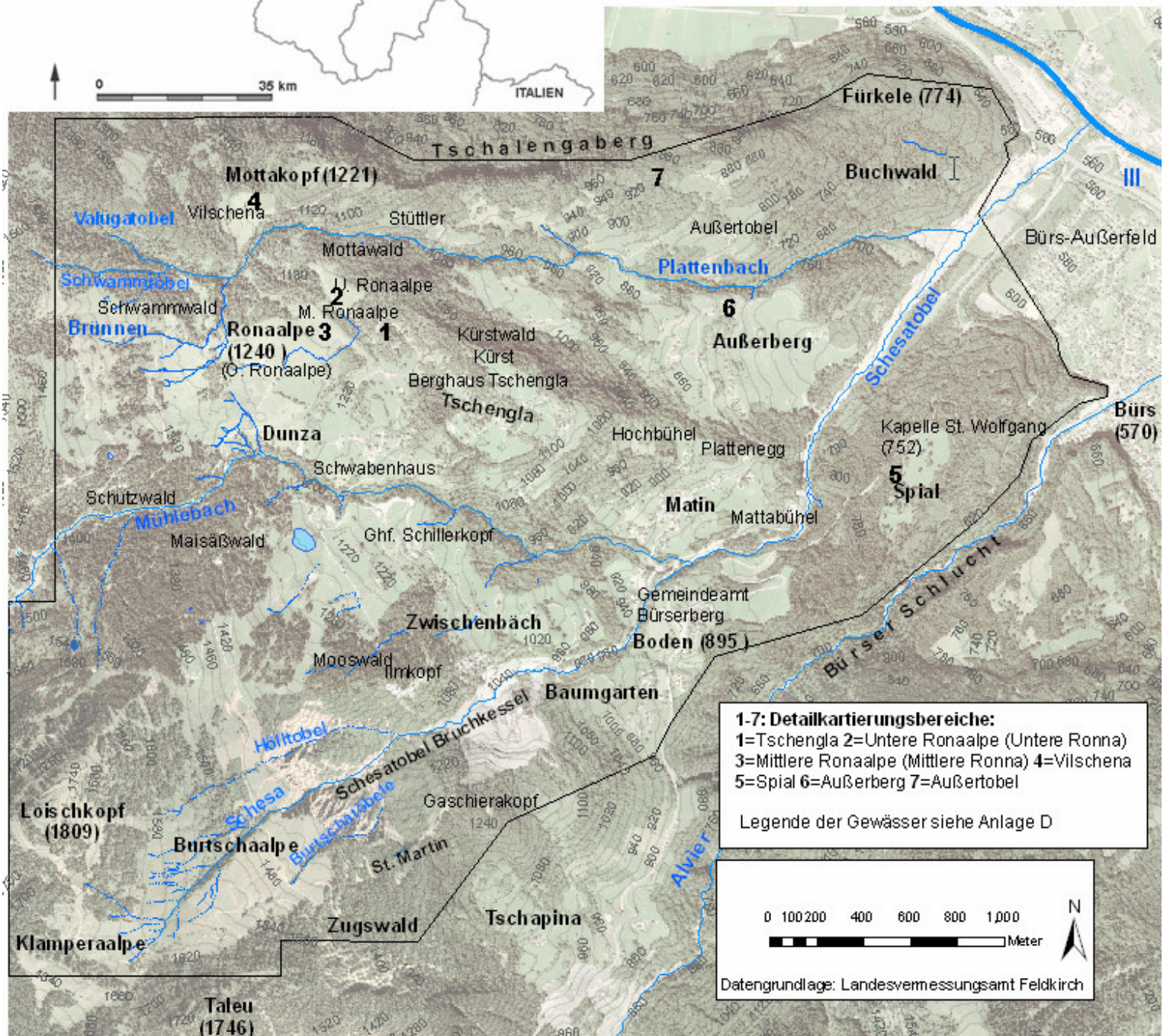
Das Untersuchungsgebiet liegt in Vorarlberg, Österreich, am NE Auslauf des Rätikons zum Illtal, am Eingang des Brandnertales, großteils in der Gemeinde Bürserberg als auch im Gemeindegebiet von Bürs, Nüziders und Nenzing. Bürs, Bürserberg, Nüziders und Nenzing gehören zum politischen Bezirk Bludenz. Dieses liegt an der Grenze der Talschaften Montafon im S, Walgau im N, Brandnertal im SW und Klostertal im E.

Das Untersuchungsgebiet im engeren Sinn wird im N durch den, auf den Einschnitt des Plattenbachs folgenden, ca. E-W verlaufenden Tschalengaberg begrenzt. Im W begrenzt eine gedachte N-S verlaufende Linie, in etwa vom Loischkopf-W-Hang aus, das Untersuchungsgebiet. Im E ist die Begrenzung durch das Bürser Ortsgebiet bzw. den Schesatobel gegeben und im SE grundsätzlich durch den Einschnitt des Alvier bzw. der Bürser Schlucht. Der Taleu (auch Daleu oder Daleukopf) markiert die Grenze im SW (Abb. 1).

Lokalnamen sind der amtlichen Karte ÖK 50 entnommen. Einige Flurnamen wurden aus div. Wanderkarten der Gemeinde Bürserberg, aus dem Biotopinventar Vorarlberg-Teilinventar Brandnertal (GRABHERR&BROGGI, 1984/89) sowie aus Blatt 1136 der Landeskarte der Schweiz (M 1:25 000) entnommen. In dieser Karte teilt sich der Plattenbach im Oberlauf in den nördlichen Valugatobel sowie in den südlich gelegenen Schwammtobel. In der Literatur scheinen oft unterschiedliche Lokalnamen auf. In der geologischen Karte des Rätikon (HEISSEL et al., 1965), welche ebenfalls durch Lokalnamen ergänzt wurde, wird der Bereich Vilschena (auch Filschena oder Valschenna) z. B. mit „Schöner Mähder“ bezeichnet. E davon bzw. dem Plattenbach in Richtung Unterlauf folgend wird das Areal mit Stüttler bezeichnet und schließlich mit Außertobel. Die lokalen Ortsbezeichnungen im Bereich des Schesabruchkessels sind aus H. BERTLE (1999) entnommen. Teile der Alplandschaft von Bürserberg sind als Biotope ausgewiesen (GRABHERR&BROGGI, 1984/89).



Abb. 1.1: Links: Lage des Untersuchungsgebietes in Vorarlberg W von Bludenz (rot eingrahmt). Unten: Überblick über das Untersuchungsgebiet und dessen Gewässer (nach geomorphologischer Kartierung). Daten: Vogis, LVA Feldkirch.



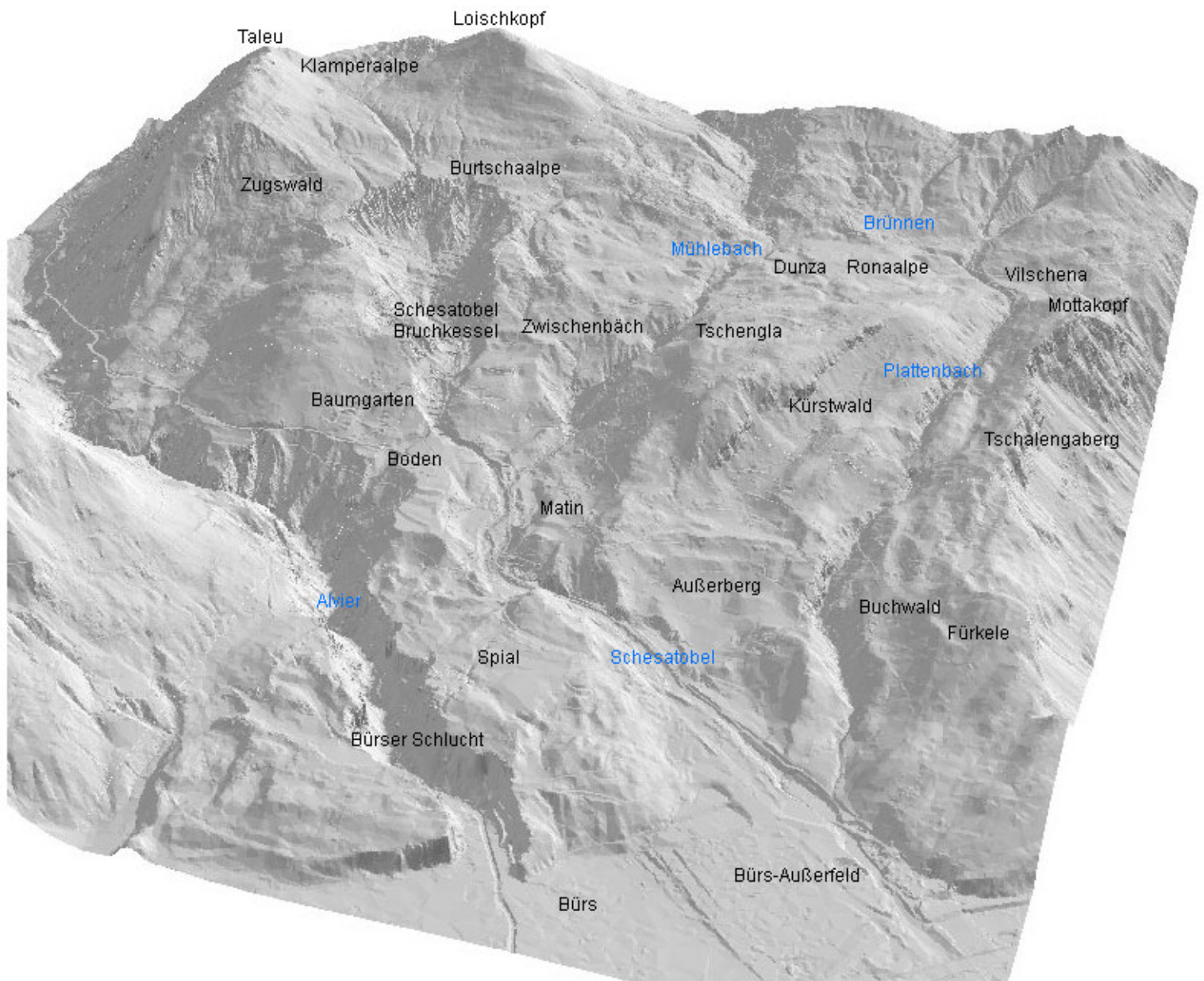


Abb. 1.2: Geländemodell des Untersuchungsgebietes (maßstabslos). Blick von Bürs aus nach SW in Richtung Schesabruchkessel (Daten: Landesvermessungsamt Feldkirch, Laserscanning Höhenmodell 2004).

Das Untersuchungsgebiet wird i. W. vom Schesatobel und seinen Zubringern entwässert. Der Schesatobel ist ein linksseitiger Zubringer der in der Silvretta entspringenden Ill. Oberhalb der Bruchkesselwand wird der Schesatobel als Schesahauptbach bezeichnet. Der Mühlebach (bzw. Ronatobel, Dunzatabel oder Mühletobel) mündet bei Bürserberg-Matin in den Schesatobel. Im Unterlauf bei Bürs-Außerfeld erhält der Schesatobel vom Plattenbach Zufluss. Das Einzugsgebiet von Schesatobel, Mühlebach und Plattenbach beträgt weniger als 14,7 km² (AULITZKY, 1994). Davon entfallen auf den Schesatobel 4,4 km², auf den Mühlebach 6,4 km² und auf den Plattenbach 3,7 km² (VAN NOORD, 1996).

Das Klima in Vorarlberg kann als zentraleuropäisch mit, da N des Alpenhauptkamms gelegen, ozeanischem Einfluss betrachtet werden, der speziell im NW spürbar ist. Hauptwindrichtung ist W. Föhnwinde sind besonders im niederen Montafon und im Walgau charakteristisch. Die z. T. großen Reliefunterschiede bewirken höhenabhängige Durchschnittstemperaturen und Niederschlagsmengen (VAN NOORD, 1996).

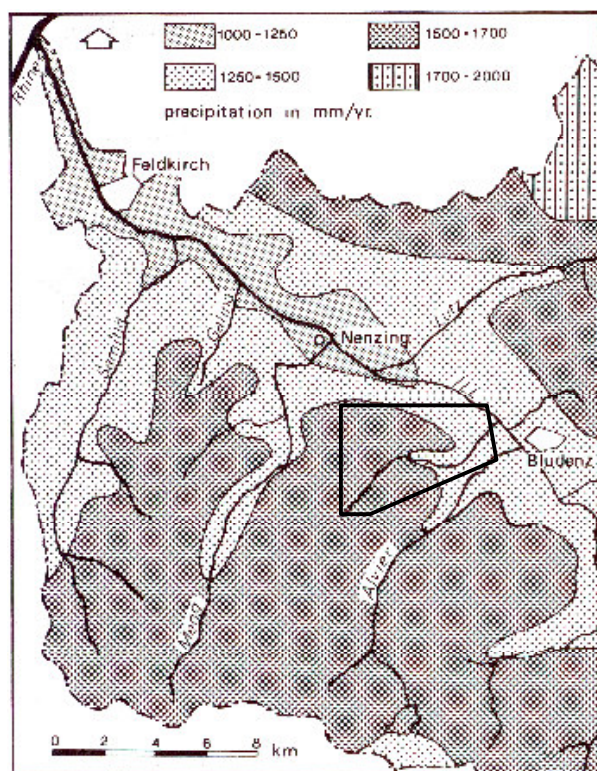


Abb. 1.3: Durchschnittliche Niederschlagsmengen im Untersuchungsgebiet und dessen Umgebung. Aus SEIMONSBERGEN (1992).

Das Sommer-Niederschlagsmaximum entspricht in etwa dem doppelten des Minimums im Winter. Diese Niederschlagsmengen haben wiederum ein Sommermaximum in der Wasserführung der Gerinne zu Folge, das der 5-10 fachen Menge des im Winter transportierten Wassers gleichkommt (VAN NOORD, 1996). In Bürs wurden 106,2 mm/d und in Brand 147,0 mm/d als Tagesextrema gemessen (ANGERER, 1997). Der Chemismus der Quellen und Gerinne im Untersuchungsgebiet wird besonders von der Verbreitung von Raibler Gips bestimmt (vgl. PIRKL, 2003; Abb. 1.4).

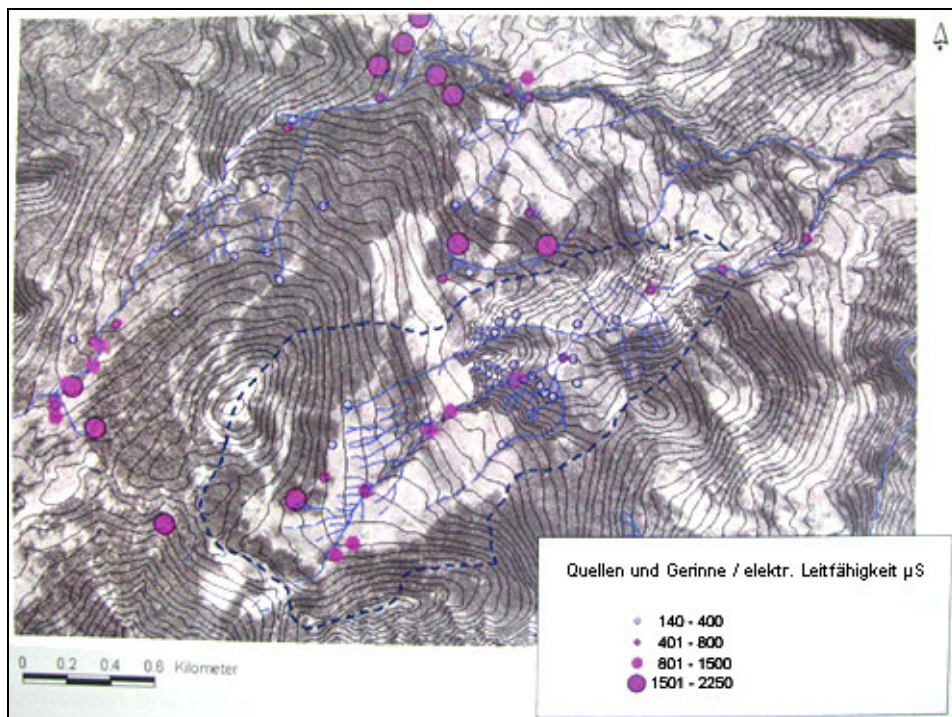


Abb. 1.4: Quellen, Gerinne und deren elektr. Leitfähigkeiten im Mühlebach und Schesa Einzugsgebiet. Aus PIRKL (2003).

Eine Bodenkartierung des Untersuchungsgebietes ist derzeit nur im Internet verfügbar (MAUSER, [Leiter] 2008, <http://www.bodenkarte.at>). Generell herrschen im Untersuchungsgebiet Pararendzinen und Lockersediment Braunerden vor. Pararendzinen entwickeln sich hier aus Geschiebemergel. Diese Böden bilden sich auch in Hanglagen, an denen durch Erosion ständig karbonathaltiges Ausgangsmaterial freigelegt wird. In Wald oder Plateaulagen dominiert Parabraunerde (SCHEFFER, 2002, MAUSER, 2008).

Der bekannteste Bereich des Untersuchungsgebietes ist zweifellos der Bruchkessel des Schesatobels im SW des Untersuchungsgebietes, den man heute v. a. mittels Rückböschung zu stabilisieren versucht (Probeabbau Gaschiera) um weitere Rutschungen in den Tobel zu vermeiden bzw. um die rückschreitende Erosion zu stoppen. An diesem Pilotprojekt-Schesasanierung arbeitet ständig ein interdisziplinäres Team (vgl. PIRKL, 2003).

2. Festgesteinsuntergrund

2.1 Überblick über die Geologie Vorarlbergs

Mit einem N-S Profil von weniger als 50 km Distanz lassen sich alle tektonischen Haupteinheiten Vorarlbergs abbilden (DE GRAAFF, 2002). Der Großteil des Untersuchungsgebietes gehört dem Oberostalpin an. Das Vorland wird von Molassesedimenten aufgebaut. Diese lassen sich in eine südliche verfaltete Molasse und eine nördliche Vorlandmolasse gliedern, deren Sedimentation wahrscheinlich ab dem Oligozän einsetzte. Im S grenzen die Decken des Helvetikums an, die von mitteljurassischen bis eozänen Gesteinen, i. W. Kalksteine, Mergelsteine, Tonsteine und Sandsteine, aufgebaut werden. Diese grenzen wiederum an die penninischen Decken, welche v. a. aus jurassischen, kretazischen bis tertiären Flyschgesteinen (Turbiditen) bestehen. Diese penninischen Decken stürzen am ostalpinen Deckensystem, das einen ehemaligen Sporn der afrikanischen Platte repräsentiert und umfassen i. W. die Nördlichen Kalkalpen und das Silvretta Kristallin. Die mächtigen, vorwiegend mesozoischen, Sedimente der Nördlichen Kalkalpen entstanden auf einem breiten, sich rasch absenkenden, Schelfbereich. Im Zuge der alpidischen Orogenese wurde das Ostalpin auf das Penninikum überschoben, welches wiederum auf das Helvetikum aufgeschoben wurde (OBERHAUSER, 1998). Mit der Arosa Zone (Arosar Zone, Arosa Decke) tritt aber auch ein südenninisches, Ozeanbodenrelikte führendes Element innerhalb der ostalpinen Decken auf, das an Schuppengrenzen in ausgewalzter Form („tektonische Melange“) zu Tage tritt bzw. aufgeschürft wurde (FRIEBE, 2007). Das zum ostalpinen Kristallin zählende, S der Klosterthal-Störung anschließende, Silvretta-Decken-System stellt die südlichste tektonische Einheit Vorarlbergs dar und besteht mehrheitlich aus variszisch bis permisch geprägten (und alpidisch überprägten) Amphiboliten, Glimmerschiefern, Paragneisen, Orthogneisen und Mischgneisen. In Richtung der Nördlichen Kalkalpen lässt sich aus dem Silvretta Kristallin eine schwächer metamorphe Zone, die Phyllitgneiszone, abgrenzen. (OBERHAUSER, 1998, 2007). Über diese Einheiten orientiert schematisch Abb. 2.1.

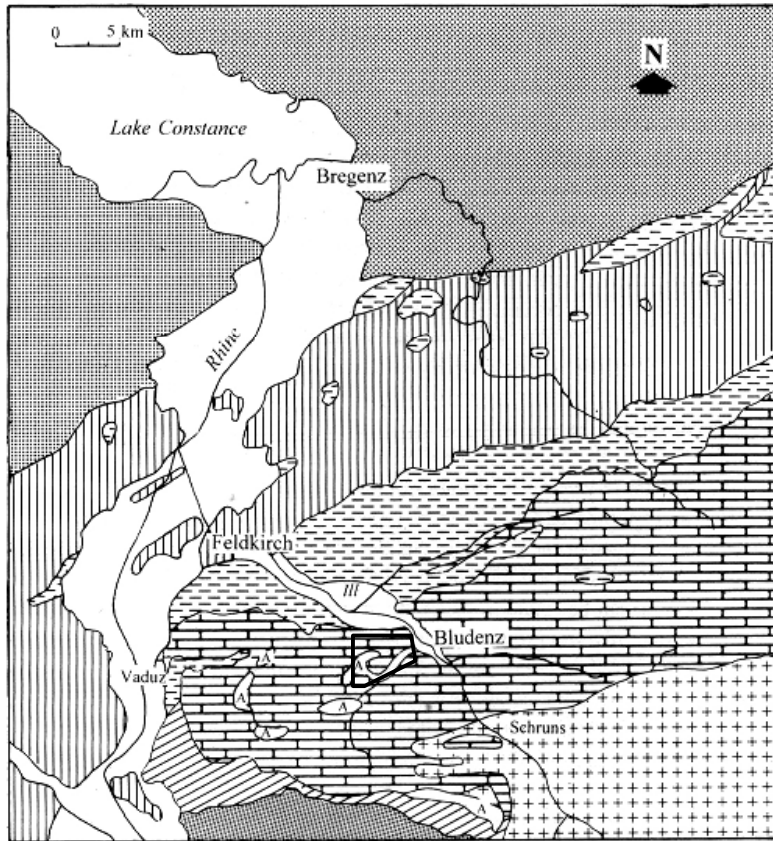
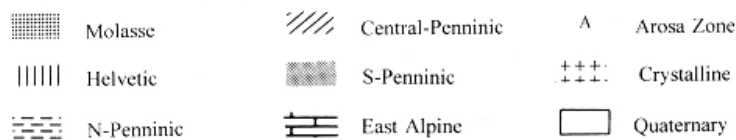


Abb. 2.1: Schematische Karte der Geologischen Haupteinheiten Vorarlbergs und die Lage des Untersuchungsgebietes. Nach OBERHAUSER (1985) aus VAN NOORD (1996).

2.1 Tektonik des Untersuchungsgebietes

Die oberostalpine Lechtaldecke zeigt im Rätikon einen Großschollenbau. Das Untersuchungsgebiet gehört der Fundlkopf-Alpilaschuppe sowie zu einem kleineren Teil der S angrenzenden und auf diese aufgeschobene Zimba-Schesaplanaschuppe an. Diese im Zuge der alpidischen Orogenese entstandenen Teilschollen bzw. „Bruchstücke“ des Lechtaldeckensystems sind von SE nach NW überschoben (vgl. H. BERTLE, 2002, KOBEL, 1969, LOACKER, 1986, OBERHAUSER, 2007). Zwischen der Fundlkopf-Alpilaschuppe im NE und der Zimba-Schesaplanaschuppe im SW, zu welchem der aus geklüftetem Hauptdolomit bestehende Daleu zählt, tritt fensterartig die tektonisch deformierte Arosas Zone hervor, die somit die dritte tektonische Einheit des Untersuchungsgebietes darstellt. Am Loischkopf liegt nach KOBEL (1969) durch dieses „Herauspressen“ der un-

terlagernden Arosa Zone eine Antiklinalstruktur vor. Die Schichtfolge der Fundlkopf-Alpilaschuppe reicht vom sog. alpinen Muschelkalk bis zu den Kössener Schichten. Nach KOBEL (1969) bewegte sich der Hauptdolomit im Gebiet zwischen Daleu und Loischkopf über die Raibler-Formation (Gleithorizont) hinweg, wobei das inkompetenteste Material an dessen Basis (Raibler Gips) herausgerissen und an der Stirn des Hauptdolomits akretiert wurde. Dieses tektonische Ereignis hatte eine Deformation und tektonische Vermischung von Teilen der Raibler-Formation und der Arosa Zone zu Folge und bewirkte die in diesem Areal auftretenden komplexen Lagerungsverhältnisse der beiden Formationen. Der angeschoppte Raibler Gips im Bereich Klamperaalpe, S des Loischkopfes gehört somit der Zimba-Schesaplanaschuppe an. Die Fundlkopf-Alpilaschuppe weist eine Synklinalzone auf, die als Fortsetzung der Klostertaler Deckenmulde ins Rätikon verstanden wird. Diese Synklinale lässt sich über die Rhätmulde an der kleinen Fundel über das Gamperdonatal bis E des Ochsenkopfes verfolgen (KOBEL, 1969). Diese ausgedehnte Muldenstruktur besitzt eine lokale Antiform im Bereich Tschengla und taucht dann in Richtung Schesatobel ab (vgl. z. B. H. BERTLE, 1999). MÖLK (1996) erwähnt weiters lokale antiklinale Verfaltungen in Raibler Kalken im Bachbett des Mühlebachs.

Im Zuge des Baus des Walgaustollens konnte zwischen 2 Mulden der Raibler-Formation ein störungsgebundenes Aufdringen von Arlberg-Formation, Partnach-Formation und alpinem Muschelkalk beobachtet werden, das die Fundlkopf-Alpilaschuppe in 2 Teile trennt. Demnach ließe sich der Bereich Bürserberg als östliche Teilscholle der Fundlkopf-Alpilaschuppe verstehen, da diese Störung womöglich von der Bürser Schlucht bis zum Loischkopf durchgeht (LOACKER, 1986).

Die tektonischen Verhältnisse im Bereich des Schesabruchkessels sind durch zahlreiche geophysikalische Untersuchungen (Goelektrik, Seismik), sowie durch Sondierbohrungen und Schürfe gut dokumentiert. H. BERTLE (1999) bzw. PIRKL (2003) fassen diese Untersuchungsergebnisse, welche die Basis für die Sanierung des Bruchkessels darstellen, zusammen.

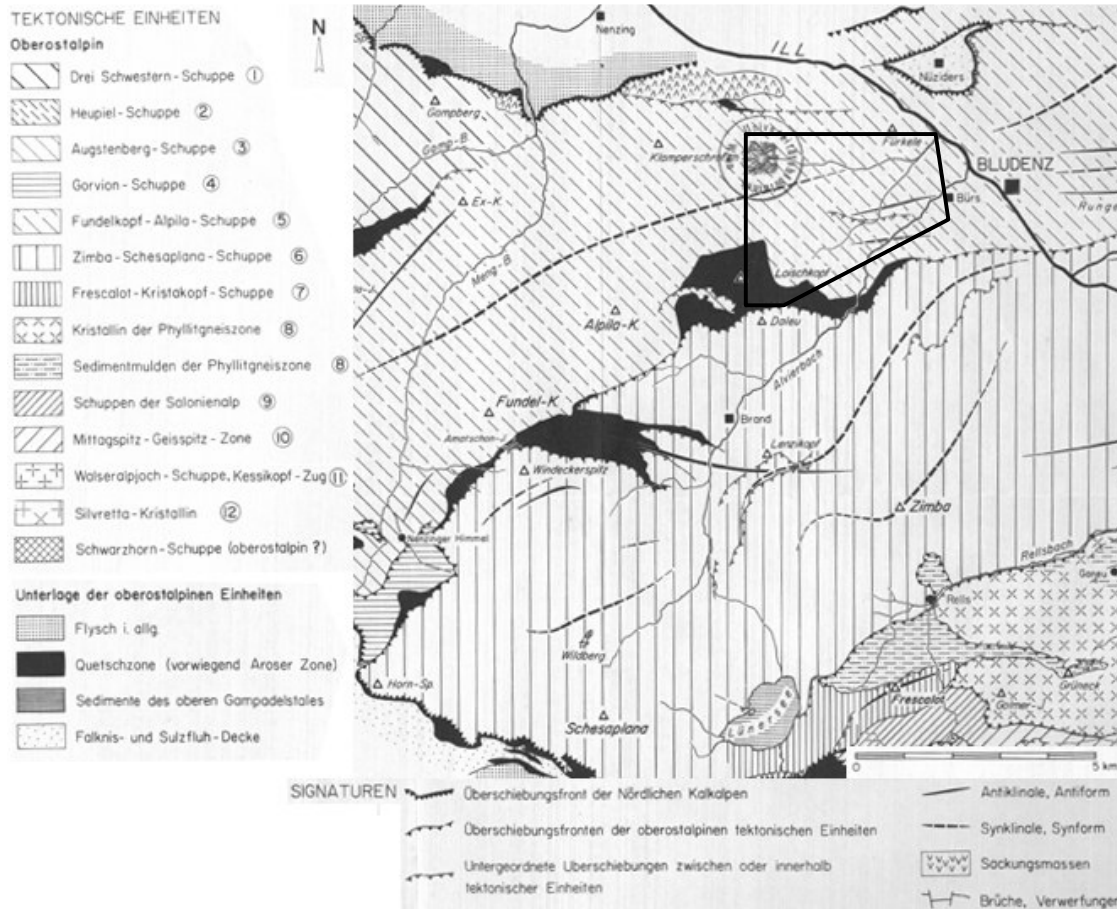


Abb. 2.2: Ausschnitt aus der tektonischen Karte des Rätikon mit der Lage des Untersuchungsgebietes. Aus KOBEL (1969).

Fig.1 Profil W des Brandner Tales (z.T. als Ansichtprofil)

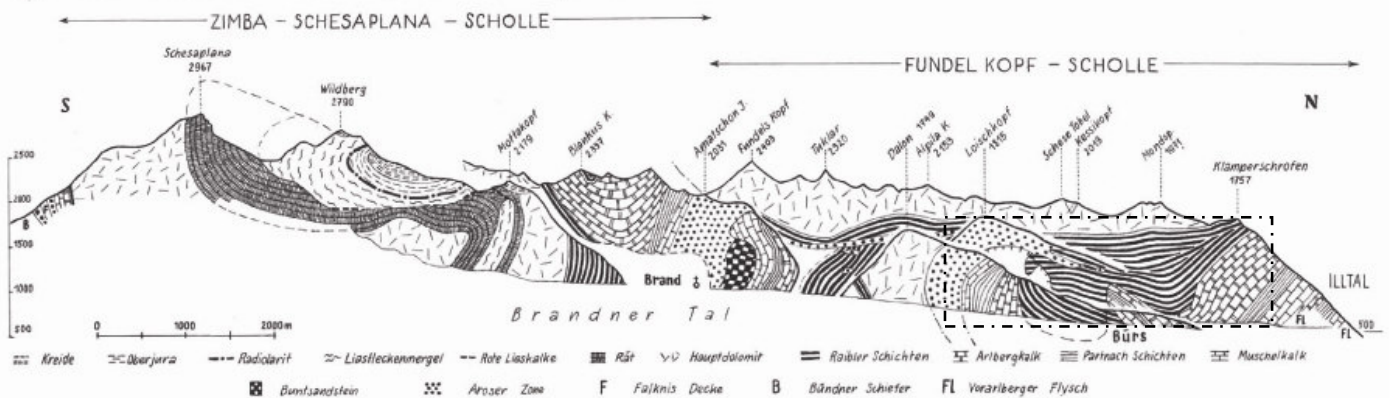


Abb. 2.3: Übersichtprofil des Brandnertales. Die Lage des Untersuchungsgebietes ist strichliert eingerahmt. Aus REITHOFER et al. (1964).

2.3 Überblick über die Lithologien im Untersuchungsgebiet

Eine detaillierte Aufnahme des Festgesteinsuntergrundes des Untersuchungsgebietes stammt von OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1965, geologische Karte des Rätikon, sowie in HEISSEL et al., 1967, Geologische Karte des Walgaues, Maßstab jew. 1:25 000).

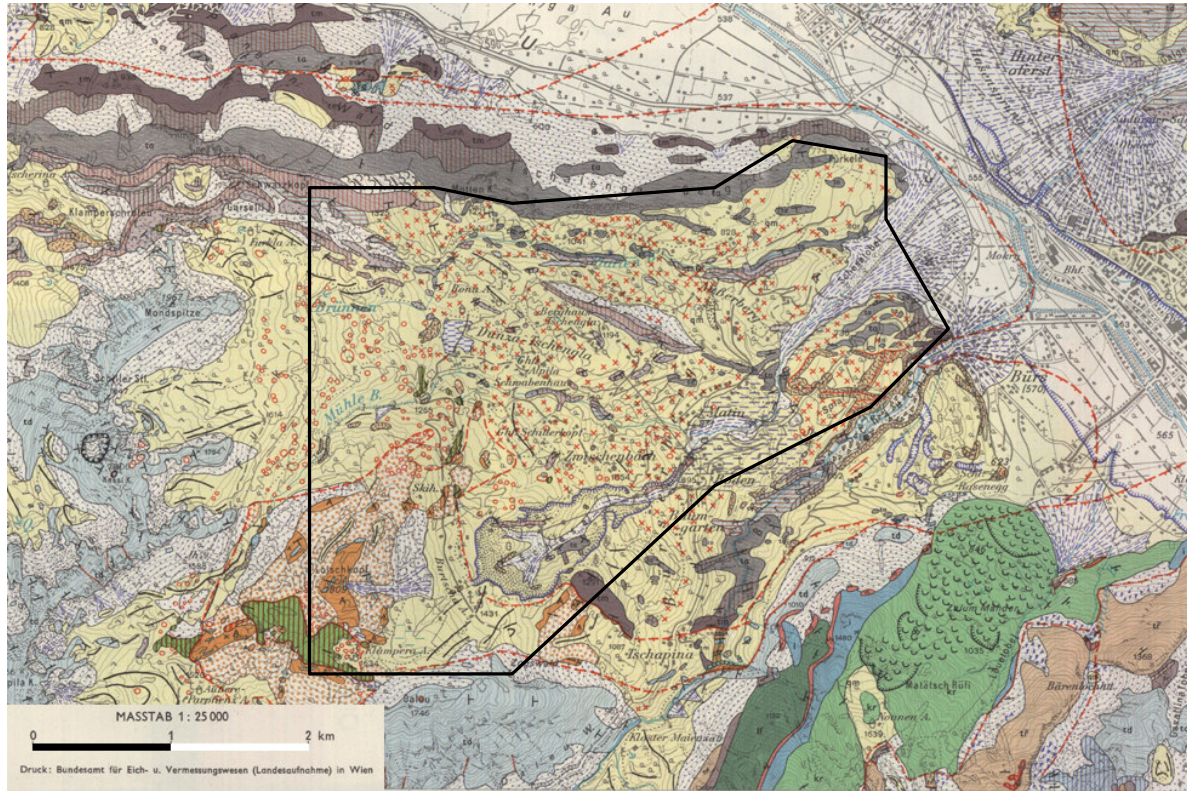


Abb. 2.4: Ausschnitt aus der geologischen Karte des Walgaues (Orig. M 1: 25 000) mit der Lage des Untersuchungsgebietes. Gelb: Moränenüberdeckung, Orange: Arosa Zone, Grau: Arlberg-Formation, Rot strichliert: Kalke der Raibler-Formation., Grün-Rot gestreift: Raibler Gips, Hellblau: Hauptdolomit, Hellorange: Bürser Konglomerat und andere Konglomeratvorkommen, Weiß mit blauen Punkten: Schuttkegelmaterial. Aus OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1967).

An weiteren Kartierungen des Festgesteinsuntergrundes sind KOBEL (1969), OBERHAUSER (1998, 2007) sowie die zahlreichen Detailkartierungen und Sondierungen betreffend den Bruchkessel des Schesatobels insb. von H. BERTLE (1999) bzw. die Zusammenschau dieser Arbeiten von PIRKL (2003) zu nennen. Weitere wichtige Erkenntnisse über den Aufbau des Festgesteinsuntergrundes im Bereich des Untersuchungsgebietes wurden durch den Bau des Walgaustollens gewonnen (LOACKER, 1986).

MÖLK (1996) führte weiters geologisch-geomorphologische Detailkartierungen mit Fokus auf den Mühlebach durch. NOLTE (2007) führte im Zuge einer Diplomarbeit eine geologisch-geotechnische Kartierung mit Profilschnitten im Bereich des Untersuchungsgebietes und dessen Umgebung im Maßstab 1: 15 000 durch (Blatt Walgau Süd, Georisikokarte Vorarlberg). Dieses

Kartenblatt beinhaltet auch eine überblicksmäßige Darstellung der Lockersedimentüberdeckung. PRUCKER (1976) untersuchte den Schesatobel im Rahmen einer Diplomarbeit und erstellte Profilschnitte sowie eine Gefahrenzonenkarte. SUTTERLÜTTI (1983) konzentrierte sich mehrheitlich auf die Umgebung des Loischkopfes mit den dort austreichenden Gesteinen der Arosa Zone und erstellte weiters zahlreiche Profilschnitte.

Die stratigraphische Abfolge des Festgesteinsuntergrundes im Untersuchungsgebiet umfasst - von jung nach alt - folgende Formationen:

- Bürser Konglomerat (125-130 000 a BP nach OSTERMANN et al., 2006)
- Topografisch höhere Konglomeratvorkommen (undatiert)
- Arosa Zone (Jura, Kreide bis Turonium)
- Hauptdolomit (Oberes Karnium-Norium)
- Nordalpine Raibler-Formation (Karnium)
- Arlberg-Formation (Ladinium-unteres Karnium)
- Partnach-Formation (unteres Ladinium)
- Alpiner Muschelkalk (Anisium-unteres Ladinium)

Die stratigraphischen Angaben wurden aus OBERHAUSER (2007) übernommen. Im Folgenden werden fazielle und lithostratigraphische Aspekte der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Formationen besprochen. Die Gewichtung erfolgte in etwa nach dem Verbreitungsgrad der einzelnen Formation im Untersuchungsgebiet. Nach einem Literaturüberblick wird auf die Ausbildung und Verbreitung der jeweiligen Formation im bearbeiteten Gebiet im Detail eingegangen.

Die Aufnahme der austreichenden Festgesteinslithologien erfolgte im Untersuchungsgebiet generell auf Grund einer makroskopischen Gesteinsansprache. Im Fall der Arosa Zone wurden, wegen teils problematischer Gesteinsansprache im Gelände, an 2 Stellen Proben für eine röntgenpulverdiffraktometrische Untersuchung (XRD-Gesamtmineralanalyse) gezogen.

Für Details sowie für die Gesamtschau des Festgesteinsuntergrundes wird auf die beiliegende Karte des Festgesteinsuntergrundes im Maßstab 1:10 000 (Anlage E) verwiesen. Weiters ist erwähnenswert, dass durch die Heterogenität des Festgesteinsuntergrundes, namentlich bei unterlagernder Nordalpiner Raibler-Formation, eine großzügige Interpolation der Schichtglieder nur bedingt möglich bzw. sinnvoll ist. Es sei außerdem darauf hingewiesen, dass der Schwerpunkt dieser Diplomarbeit im nördlicheren Teil des Untersuchungsgebietes lag und deshalb Teile des Schesabruckkessels (insb. der NW-Teil) weniger Berücksichtigung fanden.

2.4 Bürser Konglomerat und topografisch höhere Konglomeratvorkommen

AMPFERER (1908) bezeichnet das Bürser Konglomerat als einen zementierten Illschotter mit eingelagerten Serpentin, Gneis, Granit, Diorit, Kalk und Verrucano Geröllen und beziffert dessen Mächtigkeit mit etwa 130 m (im Talbereich).

In den geologischen Karten des Rätikon und des Walgaues (OBERHAUSER und SCHMIDEGG in HEISSEL et al., 1965, 1967) wird das Bürser Konglomerat als „Bürser Konglomerat (Mindel-Riß) Gehängebreccien“ ausgewiesen. OBERHAUSER (1980) spricht vom Bürser Konglomerat als einen interglazial gebildeten, erodierten Rest eines Ur-Alvier-Schotterfächers.

SIMONS (1985, S.120) bezeichnet das Bürser Konglomerat auf Grund seiner „Ablagerung und Geländelage“ als „alten, versteinerten Schwemmfächer“ des Alvier. DE GRAAFF et al. (2002) beschreiben das Bürser Konglomerat als ein vom Illgletscher erodiertes, aus schlecht geschichteten, groben, kantigen und vom Brandnertal stammenden Material aufgebautes, Gestein, für das eher die Bezeichnung Breccie zutreffend wäre. Vom Illgletscher herangeführte, umgelagerte, kristalline Silvretta-Erratika sind zudem weit im Sediment verbreitet. Es wird vermutet, dass das Gestein sich an einer Eisrandlage des geringfügig wiedervorstößenden Illgletschers ansammelte. Eine erste Zementierung des Gesteins geschah nach DE GRAAFF et al. (2002) bevor der Illgletscher völlig verschwand, da sonst ein V-förmige Einteifung anstatt der Bürser Schlucht entstanden wäre. Geringe, N orientierte Gradienten seien im Sedimentkörper vorhanden, doch fehlten etwa Delta-Strukturen.

Uran-Thorium Datierungen des Zementes des Bürser Konglomerats ergaben ein Riss-Glazial-Alter von 130-125 ka (OSTERMANN et al., 2006). DE GRAAFF (in FRIEBE [Hrsg.], 2007) vermutet, dass es sich hierbei um ein zu junges Alter handeln könnte, da sich das Bürser Konglomerat eher früh-risszeitlich gebildet hat.

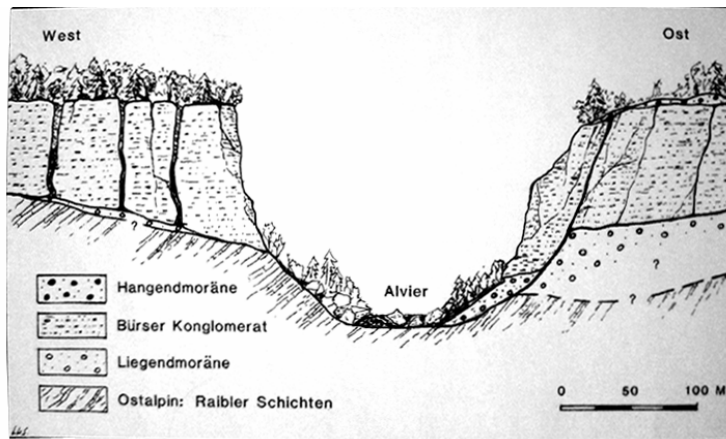


Abb. 2.5: Schematisches Profil durch die Bürser Schlucht. Unterlagerung des Bürser Konglomerats durch „Liegendmoräne“ sowie Spaltenbildungen durch Felskriechen entlang des ehemaligen Hanges. Aus DE GRAAFF et al. (2002).

Charakteristisch sind die bis zu mehrere m breiten Zerrspalten (sog. „Schrunden“) im Bürser Konglomerat. Diese dürften i. W. durch Felskriechen auf Grund inkompetenter Unterlagerung durch die sog. „Liegendmoräne“ (AMPFERER, 1908) entstanden sein (DE GRAAFF et al., 2002).

Im topografisch höheren Bereich des Untersuchungsgebietes tritt ein mit dem Bürser Konglomerat vergleichbares Sediment auf. In der geologischen Karte des Walgaues (OBERHAUSER und SCHMIDEGG in HEISSEL et al., 1967) wird dieses Konglomerat nicht vom Bürser Konglomerat unterschieden. Nach SIMONS (1985) sollten die beiden Konglomerate unterschiedlich interpretiert werden. Die Genese derartiger Konglomerate könnten nach KELLER (1988) Murgänge am Eisrand darstellen, welche anschließend durch Ausfällungsprozesse karbonatisch zementiert wurden. Die stratigraphische Stellung dieses Sediments ist unklar.

MÖLK (1996) betont die Wichtigkeit der Konglomerate bei der Genese des „Mühlebachkessels“ und bezeichnet diese als stabilisierendes Element. Weiters weist er auf Gipskomponenten im Konglomerat im Oberlauf des Mühlebachs hin und weist es als selbst verkarstungsfähig aus. Die rasche Verkittung führt MÖLK wie DE GRAAFF (1993) auf Mischzonen von SO_4^{2-} und Ca^{2+} reichen Quell- und Grundwässern zurück.

2.4.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet



Abb. 2.6: Bürser Konglomerat bei Spial, N Brandnertalstraße L82: Mittelkies-Grobkieslage wechselt mit sandiger Lage ab. Insgesamt schlechte Sortierung und mäßige bis schlechte Rundung. Hpts. lokale kalkige und dolomitische Komponenten, eingestreut größere Kristallingeschiebe. 785 m SH (Etwa GK28:-41347/223313).

Das Bürser Konglomerat besteht aus kalkig zementierten, mäßig gerundeten, mehrheitlich schlecht sortierten, hauptsächlich lokalen kalkigen und dolomitischen Komponenten. Kristalline, aufgearbeitete Illgletscher-Erratika sind häufig eingebettet. Von der Korngröße her handelt es sich meist um Gerölle sowie um Blöcke <1 m größte Kantenlänge. Horizontale Schichtung lässt sich teilweise beobachten, wie in Abb. 2.6, wo eine Mittelkies-Grobkies Lage mit einer sandigeren Lage abwechselt. Vereinzelt ist auch eine gebankte Ausbildung festzustellen. Mehrheitlich dominiert die Mittel-Grobkies-Korngrößenfraktion.

Die topografisch höheren Konglomerate sind dem Bürser Konglomerat analog zusammengesetzt aber deutlich geringmächtiger entwickelt. Sie bestehen ebenfalls grobteils aus kalkig verkitteten, schlecht sortierten, schlecht bis teils kantengerundeten lokalen karbonatischen Komponenten mit eingeschalteten exotischen Geröllen, die i. W. durch umgelagerte, vom Illgletscher transportierte, Gneise repräsentiert werden. Von der Korngrößenzusammensetzung her betrachtet handelt es sich meist um Mittel-Grobkies mit eingeschalteten Geröllen bzw. Blöcken.



Abb. 2.7: Konglomeratvorkommen im Bachbett des Mühlebachs, S Davider Moor. ~1180 m SH (GK28:-43706/223342). Vorkommen dieser Formation sind bis in den Unterlauf des Mühlebachs, bis kurz vor dessen Mündung in den Schesatobel, zu finden.

Das Bürser Konglomerat baut den Großteil des „Schemmfächer-Plateaus“ Spial auf. Es wird im N von Kalken der Arlberg-Formation unterlagert, im S von Gesteinen der Raibler-Formation (OBERHAUSER und SCHMIDEGG in HEISSEL et al., 1967) sowie im E teilweise durch alpinen Muschelkalk (Virgloria Formation). Im Bereich Schesatobel-Unterlauf (im N von Spial) auf etwa 685 m SH (Seehöhe) wurde ebenfalls Bürser Konglomerat angetroffen (GK28:-41289/223735). Dieses ist hier kleinräumig aufgeschlossen und scheint entweder ein isoliertes Erosionsrelikt oder evtl. auch einen Felssturz darzustellen. Die Mächtigkeit des Konglomerats am Plateau schwillt gegen S, d. h. in Richtung der Bürser Schlucht, an.

Topografisch höher gelegene Konglomeratvorkommen treten z. B. im NW des Untersuchungsgebietes auf. Hier ist ein Aufschluss auf 1295 m SH in einem Plattenbachzufluss (Brünnen) zu nennen (GK28:-44335/223956), der in etwa den Punkt der nördlichsten Verbreitung des dort auftretenden Konglomeratkörpers markiert. Weiters werden die teils unregelmäßigen, verkarsteten, von Spaltenbildungen und deren Ansätzen durchzogenen, Hügelchen W des Davider Moores auf der Dunza (Quellschutzgebiet), S der Ronna, von diesem aufgebaut (siehe auch Anlage B, Foto Nr. 1). Es überlagert hier wiederum die Nordalpine Raibler-Formation. Im Bereich des Bachbetts Brünnen ist die Grenze Raibler Rauhwacke/Konglomerat aufgeschlossen. Diese ist oberflächlich jedoch teils schwer einsichtig, da Raibler Rauhwacke (brecciöse Varietät!) und topografisch höhere Konglomerate bei schlechten Aufschlussverhältnissen manchmal verwechselt werden können. Die Grenze befindet sich etwa auf Höhe des den Plattenbachzufluss querenden Güterweges.

Die Konglomerate lassen sich noch eine Weile nach S verfolgen, wo diese z. B. unter einem großen erratischen alpinen Verrucanoblock auf 1380 m SH hervortreten (GK28:-44392/223418). Es scheint sich generell um Erosionsrelikte zu handeln.

Die Genese derartiger Konglomerate, deren Schichtung meist seicht mit dem Hang einfällt, kann wie von KELLER (1988) vermutet mit murgangartigen Schwemmfächerschüttungen gegen den Illleisrand gedeutet werden. Diese Sedimente stellen generell Eisrandbildungen einer früheren Vereisung (prä-Würm) dar. Zahlreiche weitere Konglomerataufschlüsse sind im Bachbett des Mühlebachs zu finden. Der topografisch tiefste Aufschluss befindet sich auf 980 m SH (GK28:-42787/223019) im Mühlebacheinschnitt. Diese Konglomerate wurden in einer dem Würm vorausgegangenen Vereisung von einem früh- oder spätglazialen Mühlebach gegen das jeweilige Illgletscherniveau geschüttet und nachträglich vom Illgletscher sowie vom sich wieder einschneidenden Mühlebach erodiert. Die Mächtigkeit der topografisch höheren Konglomerate erreicht im Bereich W der Ronna bzw. W der Dunza ca. 5 m. Im Bereich Mühlebach werden etwas größere Mächtigkeiten (ca. 8 m) erreicht.

Konglomeratartige Sedimente konnten weiters im Bereich der Burtschaalpe kartiert werden. Einerseits im Einschnitt des Schesahauptbachs, andererseits sind ähnliche verkittete Kiese im S der Burtschaalpe auf ca. 1440 m SH aufgeschlossen (GK28:-43703/221600). Letztgenanntes Konglomerat ist wahrscheinlich nur oberflächlich zementiert - unverfestigter Mittelkies wurde in geringer Entfernung topografisch etwas unterhalb angetroffen. Diese Konglomerate wurden in Anlage E ebenfalls unter „topografisch höhere Konglomerate“ subsumiert, gehören jedoch zum Sedimentstapel des Schesatobels und sind stratigraphisch somit in die letzte Vereisung (Würm) zu stellen.

Vereinzelt treten Bürser Konglomerat-Erratika im Untersuchungsgebiet auf. Diese sind eigens in Anlage C ausgewiesen und werden in Kap. 3.3.4 genauer betrachtet. Aufschlüsse in der direkten Umgebung konnten nicht beobachtet werden. Für weitere Details und die Zusammenschau wird auf Anlage E verwiesen.

2.5 Arosa Zone (Jura, Kreide bis Turonium)

Die Arosa Zone ist eine tektonisch stark durch die darüber gegliederten ostalpinen Deckenstapel beanspruchte, und in ihrer Mächtigkeit extrem schwankende, penninische Einheit (TOLLMANN, 1985). Ihre Mächtigkeit reicht vom cm bis in den 100 m Bereich (OBERHAUSER, 2007). Sie ist in Vorarlberg schollen- bzw. fensterartig im Rätikon (Loischkopf) sowie bei Nüziders und im Bereich des großen und kleinen Walsertales aufgeschlossen und zeigt generell Schuppengrenzen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen an (R.J BERTLE in FRIEBE [Hrsg.], 2007). Sie ist immer unter dem Allgäu/Lechtal Deckensystem und über der Hauptflyschdecke eingeschaltet (TOLLMANN, 1985). Die Gesteine der Arosa Zone besitzen eine mannigfaltige Diversität. Es sind neben obduzierten Teilen ozeanischer Kruste (Ophiolithe, Jura bis Kreidealter) auch kontinentale Gesteine wie Kristallingesteine und Sedimente (Tonschiefer, Quarzite, Breccien, Alter: Paläozoikum-Kreide) beschrieben. Die Schichtglieder, die meist in inverser Schichtfolge vorliegen, zeigen in Vorarlberg eine schwache Metamorphose (R. J. BERTLE in FRIEBE [Hrsg.] 2007).

OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1967) gliedern die Arosa Zone im Untersuchungsgebiet in die Gruppe „stark gequetschte Schiefer und Sandsteine“, „Quarzite, Sandsteine, Hornsteine, kalkige Quarzite und Kalke“. Weiters werden „rötliche Tonschiefer“ unterschieden.

SUTTERLÜTTI (1983) untergliedert die Gesteine der Arosa Zone im Bereich des Loischkopfes folgendermaßen: Dunkle strukturlose Kalke mit Mergel oder Tonschieferwechsellagen. Rote Tonschiefer, schwarze Tonschiefer, dunkle geklüftete Karbonate und stark gequetschte grüne oder helle Sandsteine. Weiters werden boudinierte Karbonate in Tonschiefer angesprochen. Außerdem werden grüne gerundete Blöcke erwähnt, welche aus basischem Gestein bestehen und womöglich Relikte von Ophiolithen darstellen.

Nach MÖLK (1996) streicht die Arosa-Zone vom Loischkopf bis zum Oberlauf des Mühlebachs und besteht aus Tonschiefern, Radiolariten, Kalkmergeln, Sandsteinen und Ultrabasiten.

Beim Schesabruchkessel im Bereich der St. Martin Rutschung sowie im oberen Zugswald streichen Sandstein-Kalk Abfolgen der Arosa Zone und S davon Mergel und Tonschiefer derselben aus und begrenzen die Schesabruchkesselfüllung im E der Burtschaalpe. Hydrogeologisch ist die Arosa Zone insb. als Wasserstauer wirksam (H. BERTLE, 1999). Gesteine der Arosa Zone ziehen nach SE in Richtung Tschapina und bis zum Einschnitt des Alvier weiter (H. BERTLE, 2002).

2.5.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet



Abb. 2.8: Rötliche Tonschiefer der Arosa Zone am Loischkopf.
1640 m SH (GK28: -44626/221571).

Gesteine der Arosa Zone sind tektonisch stark deformiert. Im Untersuchungsgebiet wurden der Vereinfachung halber 3 Lithologien unterschieden: Tektonisierte, von cm breiten Calcitadern durchzogene graue bis dunkelgraue Kalke, rötliche Schiefer und Sandsteine i. A. und rötliche dolomitische Tonschiefer. Diese Untergliederung korreliert i. W. mit der von OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1967) und SUTTERLÜTTI (1983) durchgeführten Einteilung.

Wegen der teils schwierigen Ansprache von Gesteinen der Arosa Zone im Gelände wurden stichprobenartig an 2 Stellen Proben für eine röntgendiffraktometrische Untersuchung (XRD-Gesamtmineralanalyse) gezogen. Eine Probe (Labornummer 8940) wurde bei Zwischenbäch, die andere am S-Hang des Loischkopfes (Labornummer 8941), gezogen (siehe Ende von Anlage A). Dadurch konnte dolomitischer Tonschiefer von anderen rötlichen Schiefen differenziert werden. Gesteine der Arosa Zone bauen den Gipfelbereich sowie den oberen S-Hang des Loischkopfes auf, wo ein tektonischer Kontakt mit Raibler Gips aufgeschlossen ist. Meist liegen in diesem Bereich rötliche Schiefer und Sandsteine vor in die insb. am oberen W-Hang des Loischkopfes deformierte graue Kalke eingeschaltet sind - in diesem Bereich finden sich auch gekritzte Geschiebe dieses Gesteins. Die Aufschlussituation ist generell schlecht, besonders am N-Hang des Loischkopfes. Die röntgendiffraktometrische Analyse rötlicher Tonschiefer am S-Hang des Loischkopfes zeigte einen sehr hohen Quarzgehalt. Der Schiefer ist jedoch karbonatfrei. Diese sind in diesem Bereich nur kleinräumig aufgeschlossen und bilden kleinere Schutthalden aus. Weitere Aufschlüsse von Arosa Zone finden sich im Bereich Zwischenbäch. Hier liegen z. T. rötliche dolomitische Tonschiefer vor, welche von Raibler Gips überlagert werden.

Es musste weiters, v. a. im Bereich Zwischenbäch, aus Mangel an Aufschlüssen oft auf die sog. „Lesesteinkartierung“ zurückgegriffen werden. Im Bereich der Skipiste ist die Lesesteinkartierung jedoch mit Vorsicht zu genießen, da eine jährliche „Reinigung“ der Skiabfahrt von Lesesteinen erfolgt. Dabei werden die Lesesteine händisch in das nächstgelegene Waldstück verfrachtet.

Wahrscheinlich ist die Fortsetzung der Arosa Zone N des Mühlebachs: Auf der S-Seite des Davider Moors auf 1230 m SH (GK28:-43887/223551) sind teilweise typische rötliche Verfärbungen des Bodens zu erkennen, die auf Unterlagerung durch Arosa Zone hindeuten.

Die rechtsufrig beim Mühlebach (etwa GK28:-43705/223325) anstehenden, rötlichen bis gräulichen Tonschiefer (vgl. Anlage B, Fotos Nr. 6/7) werden von OBERHAUSER & SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1967) in die Gruppe Raibler-„Sandsteine u. Tonschiefer“ gestellt, MÖLK (1996) bezeichnet diese als „Verrucano Sandsteine“. Bei dieser Kartierung wurden sie unter „Arosa Zone - Schiefer und Sandsteine i. A.“ subsumiert und keine nähere Differenzierung vorgenommen. Die Gesteine der Arosa Zone in diesem Abschnitt des Mühlebachs werden wiederum von (topografisch höheren) Konglomeraten überlagert, die aber nach N, abseits des Bachbetts, relativ rasch auskeilen. Im Bereich Zugswald (GK28: -43276/221440) ist Arosa Zone (dunkle Schiefer) auf 1280 m SH kleinräumig angetroffen worden und bildet hier einen Schuttfächer aus. N davon streichen auf 1300 m SH Kalke aus (GK28:-43252/221770). Kalke der Arosa Zone, welche steil nach WNW einfallen, streichen auf ca. 1400 m SH im N des Schesabruckkessels, W des Mooswaldes, aus (GK28:-44018/222552).

Es lässt sich festhalten, dass eine Darstellung der verschiedenen Lithologien der Arosa Zone, auch im Hinblick auf die teils äußerst ungünstige Aufschlusssituation, im Kartenbild 1:10 000 schwierig und nur mit einer Generalisierung möglich war.

2.6 Formationen der Nördlichen Kalkalpen

2.6.1 Hauptdolomit (Oberes Karnium-Norium)

Der Hauptdolomit ist eines der wichtigsten Schichtglieder und einer der wichtigsten Gebirgsbildner der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Im Untersuchungsgebiet ist er jedoch nur kleinräumig vertreten. W des Untersuchungsgebietes ist er jedoch weit verbreitet und baut dort zahlreiche Gipfel auf (z. B. Mondspitze, Alpilakopf, Schillerkopf).

Der Hauptdolomit repräsentiert eine flachmarine Bildung im Gezeitenbereich unter etwas hypersalinaren Bedingungen und ist klüftig ausgebildet (PLÖCHINGER in OBERHAUSER [Hrsg.], 1980). Weitere typische Merkmale dieses grauen Karbonatgesteins sind dickbankige oder massige Ausbildung sowie Rekristallisation und Stromatolithe (FURRER&ORTNER in FRIEBE [Hrsg.], 2007). Im Zuge der geologischen Kartierungen des Schesabruchkessels zeigte sich, dass der Daleu-Hauptdolomit von Gipsen bzw. Rauhwacken der Raibler-Formation unterlagert wird (H. BERTLE, 1999).

2.6.1.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Hauptdolomit ist im Untersuchungsgebiet als grauer, gebankter, teils klüftiger Dolomit entwickelt. Der das Untersuchungsgebiet nach S begrenzende Daleu wird von diesem aufgebaut. Weiters das Schuttmaterial welches von diesem Areal ausstreut. An der Straße in Richtung Klammpeeraalpe sind mit etwa 62 ° nach W einfallende, im dm-Bereich angesiedelte, Bänke des Hauptdolomits aufgeschlossen. Die Dolinen im westlichen Zugswald, welche auf die erwähnte Unterlagerung durch Raibler-Formation hindeuten, waren aus dem DHM sehr gut abzuleiten (Anlage D).

2.6.2 Nordalpine Raibler-Formation (Karnium)

Überblicksmäßig beinhaltet die karnische Nordalpine Raibler-Formation (oder Nordalpine Raibler Schichten) Tonschieferhorizonte, geringmächtige Seichtwasserkalke sowie Evaporite (FAUPL, 1996). Diese Abfolge geht allmählich von Transgression (Sandsteine und sandige Schiefer) zu Kalken und Mergeln bis zur Regression mit Rauhacken und Gipsen über (RICHTER, 1978). Die Raibler-Formation weist in einem durchgängigen Profil durchwegs eine mehr oder weniger ausgeprägte Dreigliederung auf, die durch eine dreimalige Einschaltung eines feinklastischen Horizontes, der ein variantenreiches Liefergebiet besaß, begründet ist. Eine dreigeteilte Schiefertonserie (untere, mittlere und obere) steht einer dreigeteilten Karbonatgesteinsserie gegenüber, wobei die untere Schiefertonserie in Mächtigkeit und Konstanz der Ausdehnung das Maximum des feinklastischen Niveaus darstellt. Sandsteineinschaltungen in den höheren Tonschieferhorizonten sowie Kohlebildungen prägen den Charakter der Formation. Kalke und Dolomite wechseln in den Karbonathorizonten ständig einander ab, wobei der oberste sehr mächtig ausgeprägte Horizont der variabelste ist (TOLLMANN, 1985). Im Hangenden nahm die Evaporation/Salinität beständig zu und es kam lokal zu Gips/Anhydrit Bildungen innerhalb der Dolomite und Zellenkalke sowie zur Bildung von Rauhacken (RICHTER, 1978, TOLLMANN, 1985). Die Raibler Gipse werden als mobile, diapirförmige, 10-30 m mächtige Linsen gedeutet, die ursprünglich gebankt, zunächst in Form von Anhydrit, abgelagert wurden (FURRER&ORTNER in FRIEBE [Hrsg.], 2007).

Die Mächtigkeit der Raibler-Formation unterliegt großen Schwankungen sowohl durch die verschieden mächtig ausgeprägten Rauhackenhorizonte als auch durch deren beachtliche tektonische Mobilität (RICHTER, 1978). Sie dürfte in sehr geringer Wassertiefe, in einem warmen Klima zur Ablagerung gekommen sein. Die Sedimentationsbedingungen können im Großteil der Raibler Abfolge generell als eher ruhig angenommen werden. In den oberen Bereichen der Schichtfolge ergeben sich aber durch die vermehrte Rauhackenbildung Hinweise auf ein turbulenteres Ablagerungsmilieu. Der terrigenene Sedimenteintrag in den klastischen Partien der Schichtfolge kam sowohl aus N als auch von S (HARSCH, 1968). Nach KOBEL (1969) sind Teile der Rauhacken, welche in OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al. 1965, 1967) zur Raibler-Formation gestellt werden, der oberen Arlberg-Formation zuzuordnen. Die diskordanz- und schichtlückenlose Liegendgrenze zur Arlberg-Formation bilden im Sinne dieses Autors sowie nach HARSCH (1968) die Raibler Sandsteine.

M.E. treten im Hangenden der Sandsteine jedoch petrographisch vergleichbare Rauhacken auf.

Diese treten auch, wie weiter unten näher erläutert wird, im Nahbereich der Raibler Gipse (Bereich Zwischenbäch) auf. Im Liegenden, v. a. im Bereich Kürst und Kürstwald, sind diese mitunter brecciöser entwickelt. KOBEL (1969) spricht in diesem Zusammenhang von zementreichen monomiktischen Kalk bzw. Dolomitbreccien und untergeordnet von polymikten Breccien, deren Komponenten eher kantengerundet seien. Weiters spricht er sich dafür aus die Rauhacken und Breccien strikt auseinander zu halten, da erstere durch sekundäre Lösungsprozesse von Gips/Anhydrit entstanden und letztere eher auf seismische Aktivitäten oder „turbulente“ Sedimentationsbedingungen hinweisen. An Fossilien erwähnt KOBEL in der oberen Arlberg-Formation (=hier Raibler-Formation) beim Plattenbach strukturlose Muschelschalenabdrücke in Dolomit. Die Dolomite entsprechen im Sinne dieses Autors wahrscheinlich primär gebildeten Dolomiten.

HARSCH (1968) teilt die im Bereich des Untersuchungsgebietes auftretende Raibler-Formation seiner „West-Fazies“ zu. Am Klamperschrofen (W Furklaalpe) beschreibt HARSCH (1968) ein 160 m umfassendes Profil (Abb. 2.9), in welchem er 3 klastische Horizonte differenziert. Die Liegendgrenze der Raibler-Formation setzt er wie bereits erwähnt ebenso wie KOBEL (1969) an die Basis der ersten Sandsteinabfolge. Die Hangendgrenze der Raibler-Formation wird durch das Einsetzen von Hauptdolomit markiert, dessen Abfolge meist mit einer karbonatischen Breccienlage oder untergeordnet mit einer kontinuierlichen Abfolge von Dolomiten beginnt (HARSCH, 1968).



Legende:

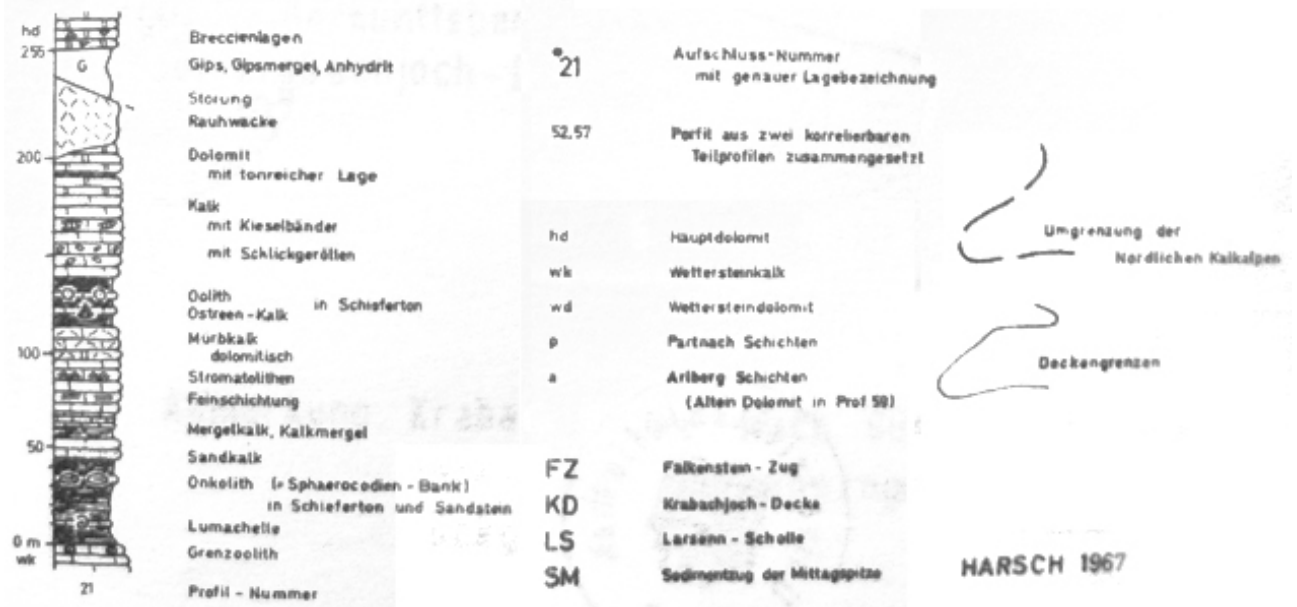


Abb. 2.9: Schematisiertes Profil der Raibler-Formation am Klamperschrofen W des Untersuchungsgebietes. Die 160 m mächtigen Raibler Schichten folgen mit einem klastischen Horizont auf Dolomite der Arlberg-Formation und enden mit Gips. Darüber setzt ungestört Hauptdolomit mit einer Breccienlage ein. Aus HARSCH (1968).

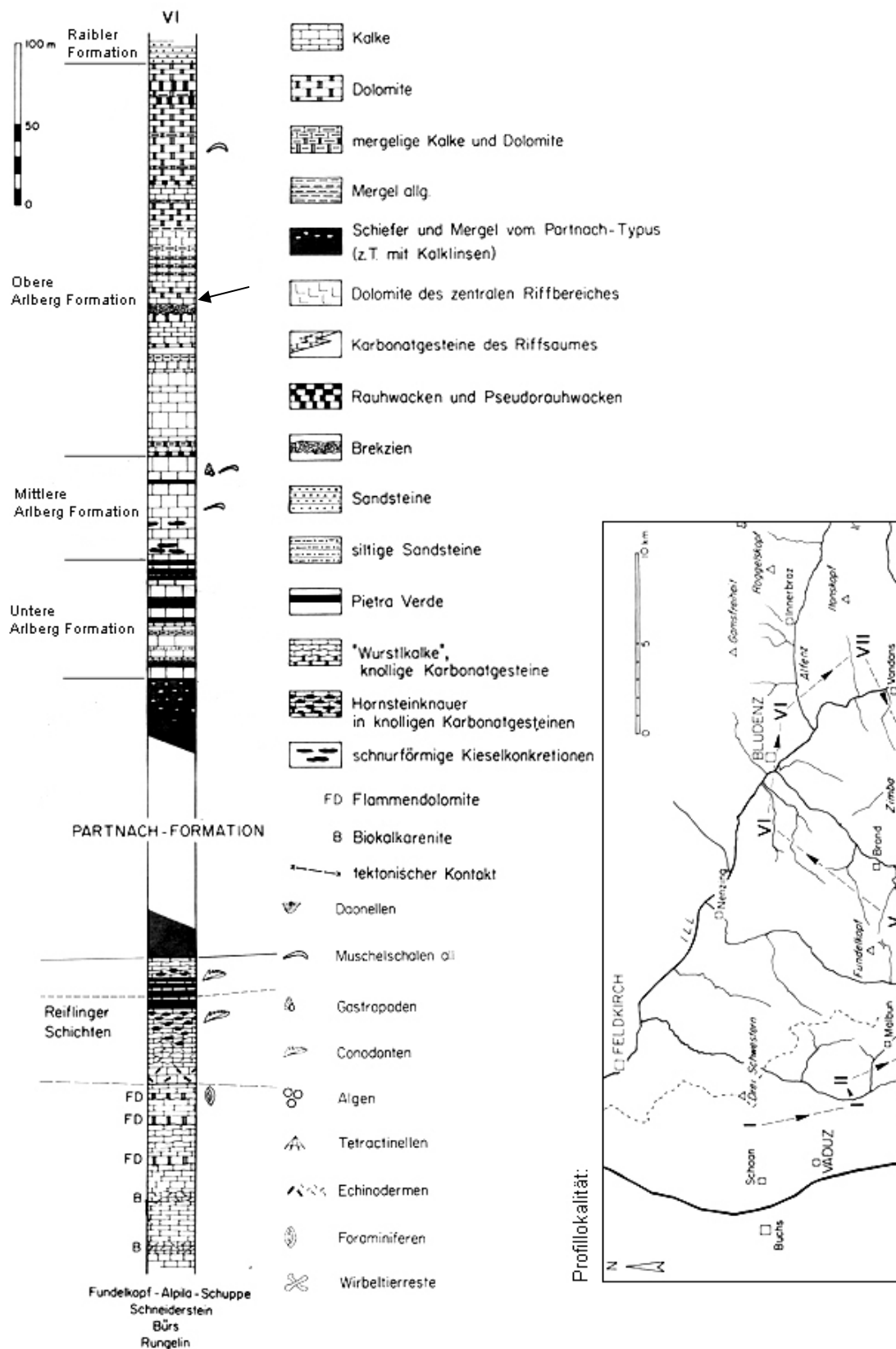


Abb. 2.10: Sammelpprofil 6 (Fundlkopf-Alpilaschuppe, Schneiderstein, Bürs, Rungelin). Das Profil setzt die Liegendgrenze der Nordalpinen Raibler-Formation an die Basis der ersten Sandsteinabfolge. Der Pfeil markiert in etwa den Beginn des weiter unten abgebildeten Profils „Plattenbach-Schwammobel-Valugatobel“. Aus KOBEL (1969).

2.6.2.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Die Nordalpine Raibler-Formation streicht vom topografisch unteren Bereich bei Außerberg, wo im Bereich Plattenbach i. W. gebankte Kalke und Dolomite aufgeschlossen sind, bis zum W bzw. SW-Ende des Untersuchungsgebietes, in der eine vermehrte Wechsellagerung von Kalken, Dolomiten, Rauhacken, klastischen Horizonten sowie Gips auftritt. Weiters wird der NW Abschnitt des WNW-ESE streichenden Rückens von dieser aufgebaut. Die z. T. breccienartigen Rauhacken ziehen als schmales Band im Hangenden der Kalke.

Bei dieser Kartierung wurde die Untergliederung der Raibler-Formation in 5 Lithologien nach OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1967) beibehalten: Auftretende klastische Horizonte wurden der Gruppe „Sandsteine u. Tonschiefer“ zugeordnet. Weiters wurden Kalke, Dolomite, Rauhacken und Gips separat ausgewiesen.

Die Liegendgrenze der Raibler-Formation zur Arlberg-Formation ist problematisch. Hier existieren, wie bereits erwähnt, unterschiedliche Ansichten. Bei der hier durchgeführten Kartierung wurde die Auffassung von OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1967) übernommen.

Zum Profil Plattenbach-Schwammtobel-Valugatobel:

Das unten abgebildete schematisierte Säulenprofil (Abb. 2.11) wurde über 300 Höhenmeter hpts. im Bachbett des Plattenbachs als auch im Bachbett des Schwammtobels und des Valugatobels aufgenommen. Es wurden 4 Lithologien der Raibler-Formation (Sandsteine-Tonschiefer, Rauhacken, Kalke, Dolomite) unterschieden. Die Schichtglieder fallen generell mittelsteil ($\sim 30^\circ$) nach S bzw. SSE ein. Im Schwammtobel im Speziellen sind Ungenauigkeiten wegen des oft beeinträchtigten Satellitenempfangs des verwendeten GPS-Gerätes wahrscheinlich. Das Profil ist eine Fortsetzung ins Hangende des von KOBEL (1969) aufgenommenen Profils und korreliert im unteren Bereich, wo sich die beiden Profile überlappen, i. W. mit diesem. Im Profil von KOBEL sind am Beginn des Profils „Plattenbach-Schwammtobel-Valugatobel“ Breccien ausgewiesen. Auf diese folgen eine geringmächtigere Kalkabfolge sowie dolomitische Schichtglieder, danach eine mächtigere Abfolge von mergeligen Kalken und Dolomiten.

In dem im Zuge dieser Kartierung aufgenommenen Profil folgen auf eine rund 65 m mächtige Kalkabfolge Dolomite, die im Hangenden Bereich Einschaltungen von Rauhacken aufweisen. Hier korreliert das Profil weniger gut mit dem von KOBEL. Die mächtigere Rauhackenlage sowie die rund 20 m mächtige Dolomitabfolge, welche diese Rauhacken überlagert und im Lie-

genden der Sandsteine auftritt, sind etwas geringmächtiger auch im Profil von KOBEL ausgewiesen. In diesem Bereich stimmen die beiden Profile wiederum besser überein.

Schematisiertes Säulenprofil Plattenbach-Schwammtobel-Valugatobel M 1:2000
 Nordalpine Raibler-Formation (Karn)

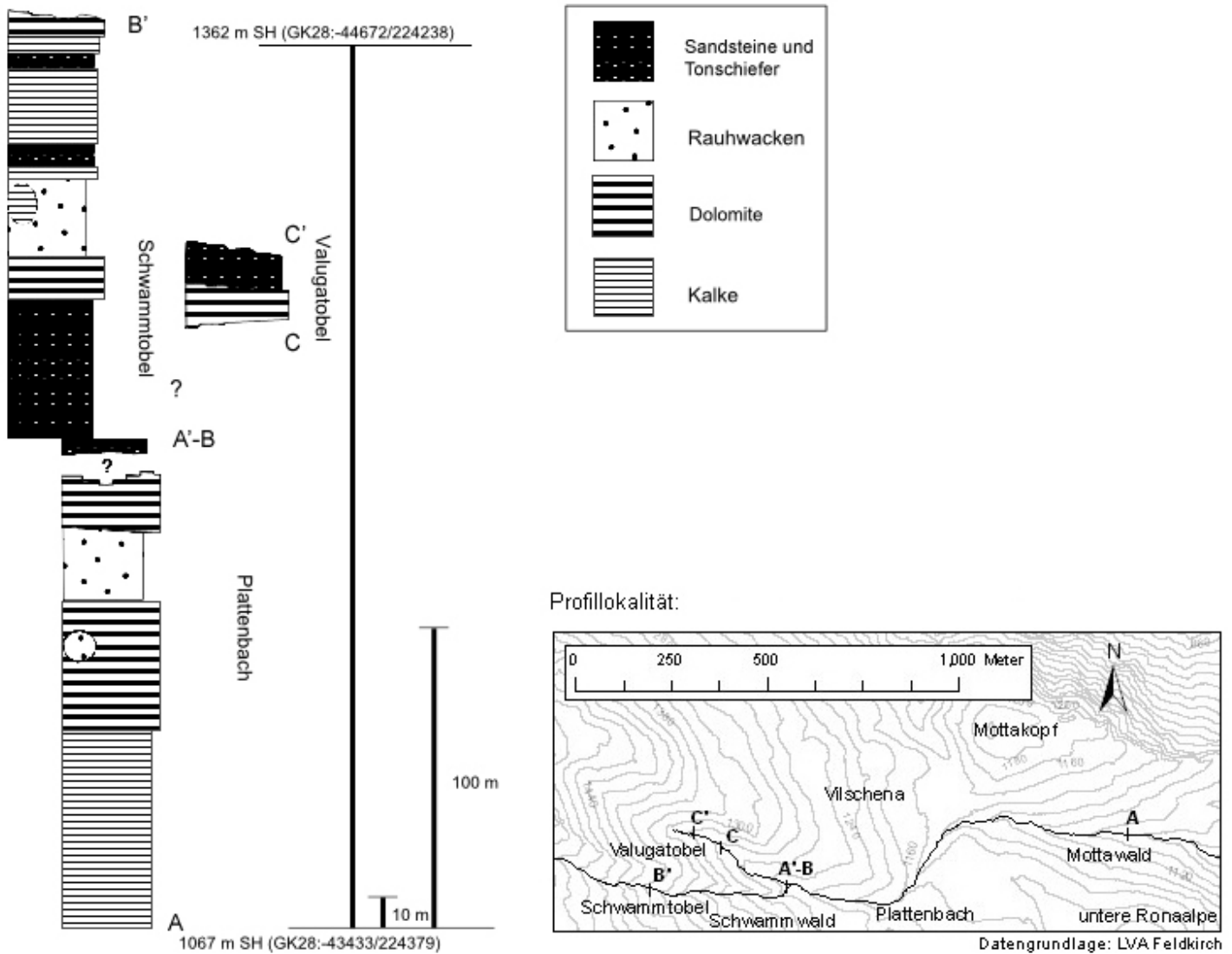


Abb. 2.11: Profil Plattenbach-Schwammtobel-Valugatobel im NW des Untersuchungsgebietes. Einfallen der Schichtflächen generell mittelsteil ($\sim 30^\circ$) ca. nach S bzw. SSE.

- Raibler Gips



Abb. 2.12: Seiger einfallender, verfalteter Raibler Gips bei Zwischenbäch mit ausgebildeter Schutthalde. 1260 m SH. (GK28:-43972/223306).

Raibler Gips weist eine Wechselfolge von grauen und weißen Laminierungen im mm bis cm Bereich auf und ist körnig ausgebildet. Die geringe Verwitterungsresistenz des Gesteins bedingt meist kleine Schuttfächer am Fuß der Abrisskanten. Auf Grund der intensiven Deformation ist ein exaktes Einmessen der Schichtflächen nur erschwert möglich. Der Raibler Gips ist stark verkarstungsfähig und ein entscheidender Faktor für die hydrogeologischen Verhältnisse, besonders im W-Abschnitt des Untersuchungsgebietes und hier v. a. im Bereich des Schesabruchkessels.

Zahlreiche Aufschlüsse von Raibler Gips finden sich im Bereich Zwischenbäch. Hier ist Raibler Gips z. B. W des Speicherteiches aufgeschlossen und unterlagert einige Kiesterrassenrelikte. Der Raibler Gips wird hier wiederum von Arosa Zone unterlagert. Ebenso von Kiesen überlagerter Raibler Gips ist ca. 115 m N des orografisch linken Tobelrandes des Schesabruchkessels aufgeschlossen.

Weitere ausgedehnte Aufschlüsse finden sich S des Gipfelbereiches des Loischkopfes und auf der Klamperaalpe, wo dieser vergesellschaftet mit Gesteinen der Arosa Zone auftritt. Hier ist die Verbreitung von Raibler Gips im Luftbild und im DHM sehr gut an den Lösungsdolinen zu erkennen, deren Größenordnung vom m-Bereich bis in den 100e m Bereich reicht. Ebenso verhält es sich mit den überwachsenen Dolinen im W der Ronaalpe sowie im Bereich Maisäßwald, in dessen W-Abschnitt die Dolinen ebenfalls überwachsen sind. W der Ronna konnten keine Aufschlüsse von Raibler Gips gefunden werden. Dieser ist hier wahrscheinlich von Konglomeraten und Moränenmaterial überdeckt.

Der Klamperagipskörper ist nach H. BERTLE (1999) isoliert und steht in keinem Zusammenhang zu den übrigen Gipsvorkommen im Untersuchungsgebiet – eine Verbindung zum Zugswald wird für unwahrscheinlich angenommen. Diese konnte auch bei dieser Kartierung nicht gefunden werden.

- Raibler Rauhwacken



Abb. 2.16: Kalkige Raibler Rauhwacke, untere Ronaalpe (GK28: - 43573/224173). Das Lineal in der Bildmitte hat eine Länge von 30cm.

Die meist kalkigen, ockergelben, Raibler Rauhwacken weisen eine poröse, zellartige, Struktur auf. Teilweise sind einzelne graue, cm-große, gerundete, Kalkkomponenten in der skelettartigen Struktur bzw. Matrix zu finden, so dass man vereinzelt von brecciöser Rauhwacke sprechen kann (siehe Anlage B, Foto Nr. 18, 19). Raibler Rauhwacke weist eine mehr oder weniger gut ausgebildete Bankung im dm-Bereich auf. Das Einmessen von Streichen/Fallen gestaltete sich aber häufig, auf Grund der oft unebenen Schichtflächen, als schwierig.

Wie bereits erwähnt, wird der hangende Teil des WNW-ESE streichenden Rückens z. T. von Raibler Rauhwacke aufgebaut. Im Bereich Kürst ist diese hangende Rauhwackenpartie teils brecciös entwickelt. Rauhwacke-Lesesteine finden sich am Fuß dieser Abrisskante (Bereich Kürstwald). Vor dem Gasthaus Ronaalpe ist ebenfalls Raibler Rauhwacke aufgeschlossen, welche hier flach (etwa 14 °) nach SSE einfällt. Ins Hangende gehend folgen gebankte Raibler Kalksteine. Weitere Aufschlüsse von Raibler Rauhwacke befinden sich im Oberlauf des Plattenbachs sowie im Schwamm- und Valugatobel. Außerdem wurde Raibler Rauhwacke im Maisäbwald auf

1355 m SH im Bereich der nördlichen Abrisskante einer Gipsdoline angetroffen, wo eine Grenze Gips/Rauhwanke aufgeschlossen ist (GK28:-44019/222848). Darüberhinaus wurde Rauhwanke auf 1450 m SH an einer Forststraße am unteren E-Hang des Loischkopfes (GK28:-44174/222643) vorgefunden.

- Raibler Kalke

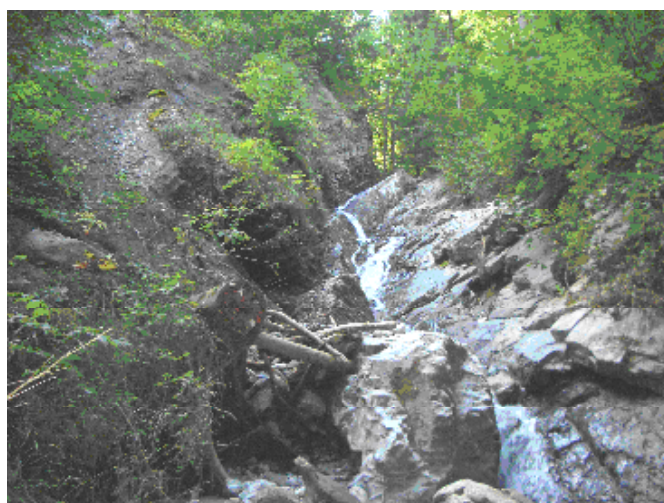


Abb. 2.14: Gebankte Raibler Kalke, Einfallen: $\sim 40^\circ$ nach SSE, im Bachbett des Plattenbachs auf rund 820 m SH. Blick Richtung WNW (GK28:-42250/224202).

Raibler Kalke stellen feinkörnige, graue bis bräunliche oder ockerfarbene, Kalke dar, deren Bänke im dm-Bereich angesiedelt sind. Teils liegen Algenlaminite vor.

Im Bereich der mittleren Ronaalpe fallen die Raibler Kalke mit etwa 31° nach SE ein. Im Oberlauf des Plattenbachs sowie im Schwamm und Valugatobel liegt eine Wechsellagerung mit Dolomiten, klastischen Horizonten sowie Rauhwancken vor. Von einer Abfolge an gebankten Raibler Kalken wird weiters der NW-Abschnitt des Untersuchungsgebietes unterlagert, wo diese flach nach SSE einfallen (z. B. auf 1280 m SH, GK28:-44404/224738). Außerdem sind Raibler Kalke innerhalb einer Doline bei Zwischenbäch auf 1350 m SH angetroffen worden (GK28:-43925/222575). Im Bereich der nördlichen Abrisskante des Schesabruchkessels stehen nach OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1965, 1967) Raibler Kalke an, die im W- Teil dieses Vorkommens ein ähnliches Streichen und Fallen wie die Kalke bei der zuvor angesprochenen Doline aufweisen und wahrscheinlich eine südliche Fortsetzung derselben darstellen. Im Mittellauf des Plattenbachs auf ca. 830 m SH konnte lokal inverses Einfallen nach NNW festgestellt

werden. Dieses wurde in etwas abweichender Weise auch von OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1965, 1967) festgehalten und stellt womöglich eine lokale Störung dar.

- Raibler Dolomite



Abb. 2.13: Gebankte Raibler Dolomite bei Außerberg, 770 m SH. Diese flach nach SSE einfallenden Karbonate bilden den Festgesteinsuntergrund der Kiesterrassen (GK28:-41892/224136).

Raibler Dolomite sind gebankt ausgebildet. Die Mächtigkeit der Bänke ist im dm-Bereich angesiedelt. Es sei erwähnt, dass es sich bei diesen Dolomiten teils um dolomitische Kalke handelt - die Behandlung eines Dolomithandstücks von Außerberg mit 10%iger Salzsäure zeigte eine sehr langsame Entwicklung von CO₂ Bläschen. Analog den Kalken weisen auch die Dolomite häufig eine Laminierung auf.

Gebankte Raibler Dolomite (Einfallen: ~35° SSE) bilden den Festgesteinsuntergrund der Kiesterrassen von Außerberg. Sie sind gut im Einschnitt des Plattenbachs aufgeschlossen. Nach OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1967) folgen im Hangenden Kalke. Weiter im Bereich des Oberlaufs des Plattenbachs folgen hangend ebenfalls Raibler Kalke. Das ansteigende Relief, welches zur WNW-ESE verlaufenden Abrisskante (Bereich Kürstwald) überleitet, wird ab ca. 1060 m SH wiederum von Raibler Dolomiten aufgebaut, die generell mittelsteil nach SSE einfallen. Weiters sind Raibler Dolomite kleinräumig auf der Tschengla auf 1096 m SH aufgeschlossen. Etwas weiter E von dieser Position befindet sich die Grenze zur Arlberg-Formation, die auch morphologisch hervortritt. Leider war hier kein Messen von Streichen und Fallen möglich. Die weiteren Dolomitvorkommen im Bereich des Plattenbachs sind aus dem Profil in Abb. 2.11 zu entnehmen.

- Raibler Sandsteine und Tonschiefer



Abb. 2.15: Dunkler, schiefriger Raibler Sandstein, 1232 m SH, (GK28: -44242/224191), Einfallen: Flach nach SSW. Kurz vor Teilung des Plattenbachs in Schwamm- und Valugatobel.

Die feinkörnigen, bräunlichen bis schwarzen Raibler Sandsteine und Tonschiefer besitzen ein kieseliges Verkittungsmittel. Dünnbankige bis schiefrige, leicht brüchige, Ausbildung ist charakteristisch.

Die klastischen Horizonte der Raibler-Formation beschränken sich auf den NW Abschnitt des Untersuchungsgebietes. Die feinklastischen Sedimente fallen mit etwa 22-36° SSW bis SSE ein. Die erste klastische Abfolge setzt etwa ab der Teilung des Plattenbachs in Schwamm- und Valugatobel über Dolomiten ein und weist eine Mächtigkeit von rund 50 m auf. Im Hangenden folgen Dolomite. Im Hangenden Bereich der Abfolge im Schwammtobel treten zwei weitere, jedoch um vieles geringmächtigere klastische Horizonte auf. Sowohl im Liegenden als auch im Hangenden dieser Horizonte finden sich jeweils Kalke. Im Valugatobel konnte eine klastische Abfolge kartiert werden. Das oben angeführte Profil „Plattenbach-Schwammtobel-Valugatobel“ (Abb. 2.11) zeigt diese Schichtfolge. Bei der Besprechung der Arosa Zone wurde bereits darauf hingewiesen, dass die von OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1967) im Mühlebach-Oberlauf zur Raibler-Formation gestellten Tonschiefer hier zur Arosa Zone gerechnet werden.

2.6.3 Arlberg-Formation (Oberes Ladinium)

Die Arlberg-Formation bildet sozusagen die westliche Fortsetzung des Wettersteinkalkes und ist ein Hauptcharakteristikum der Vorarlberger Fazies der Kalkalpen. Da sie äußerst arm an Fauna ist, stellt sie eine sedimentäre Bildung in einem schlecht durchlüfteten, lagunären, marinen Flachwasser dar (TOLLMANN, 1985).

KOBEL (1969) teilt die Arlberg-Formation in eine untere, mittlere und obere Arlberg-Formation. Weiters geht er auf die Problematik der Hangendgrenze zur Raibler-Formation sowie auf die Liegendgrenze zur Partnach-Formation ein. Nach FURRER&ORTNER (in FRIEBE [Hrsg.], 2007) folgen auf die untere Arlberg-Formation, welche aus 80 m mächtigen, dunkelgrauen, hell anwitternden, Kalken besteht, gebankte feinkörnige 80 m mächtige Kalke des mittleren Abschnitts. Die Kalke der mittleren Arlberg-Formation beschreibt KOBEL (1969) als dunkle feinkörnige Kalke mit grunitischer Struktur, Onkolithen, Feinschichtung, Lumachellen, Hornsteinen und einer geringen Dolomitisierung. Die Schichtung reicht von massiv bis grobgebankt über feingebankt bis laminiert. Die Liegendgrenze wird an die Basis der Kalkabfolge der unteren Arlberg-Formation, die über Partnachschiefern einsetzt, gelegt. Die obere Arlberg-Formation erreicht laut FURRER&ORTNER (in FRIEBE [Hrsg.], 2007) Mächtigkeiten bis 300 m und besteht aus Zyklotemen von kalkigen Dolomiten, Rauhewacken, Breccien sowie Mergeln. Stratigraphisch ist die Arlberg-Formation diesen Autoren zu Folge wahrscheinlich ins spätere Ladinium zu stellen.

Im Jahr 1952 wurde eine paläontologische Grabung in der Arlberg-Formation im Bereich unterhalb des Stüttlerhofs durchgeführt, an der zuvor Stüttlerbauer A. SCHWALD ein Skelett des Sauriers *Rhätikonia rothpletzi* fand, welches 1927 von BROILI beschrieben wurde. In einem bituminösen Tonschieferhorizont wurden Knochen von Nothosauriden sowie zahlreiche Fischschuppen gefunden (ZANGERL, 1952). In der geologischen Karte des Walgauer (OBERHAUSER und SCHMIDEGG in HEISSEL et al., 1967) ist dieser Fossilfundpunkt (niedere Wirbeltiere) ebenfalls ausgewiesen.

2.6.3.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet



Abb. 2.17: Typische hell anwitternde Kalkbänke (Einfallen: $\sim 30^\circ/\text{SSE}$) der Arlberg-Formation, Buchwald. ~ 810 m SH. (Etwa GK 28:-41527/224712).

Im Gegensatz zur sehr heterogen aufgebauten Raibler-Formation besteht die Arlberg-Formation im Untersuchungsgebiet i. W. aus gut gebankten bis massigen Kalkabfolgen, deren einzelne Bänke Mächtigkeiten im dm-Bereich aufweisen, hellgrau anwittern, feinkörnig ausgebildet sind und meist dunkelgrauen frischen Bruch zeigen. Untergeordnet treten Dolomite auf.

Kalke der Arlberg-Formation sind großräumig im Bereich der Südabdachung des Tschalengaberger - Fürkele, Buchwald, Stüttler bis zum Mottakopf - aufgeschlossen und ziehen in einer nach W aufgewölbten Synklinale vom Schesatobel-Unterlauf zur Tschengla. Im Buchwald ist eine NNW-SSE verlaufende Abrisskante mit kleineren Schuttfächern an dessen Fuß erwähnenswert. W des Mottakopfes geht die Formation hangend in die Raibler-Formation und im unteren nördlichen (nicht mehr zum Untersuchungsgebiet zählenden) Bereich des Tschalengaberger liegend in die Partnach-Formation über (vgl. OBERHAUSER&SCHMIDEGG in HEISSEL et al 1965, 1967). Streichen und Fallen der Arlberg-Formation sind in diesem Bereich sehr einheitlich. Es dominiert mittelsteiles Einfallen nach S bis SSE. Etwas N von Fürkele auf 760 m SH (GK28:-41346/225008) wurde ein Einfallen von etwa 40° nach E festgestellt. Weiters unterlagert die Formation direkt das Bürser Konglomerat im N-Teil von Spial, welches hier geringmächtiger wird bzw. auskeilt. Bei Matin bzw. Außerberg, am südöstlichen Beginn des WNW-ESE streichenden Rückens (Plattenegg), ist steiles (etwa 73°) Einfallen nach NNE festzustellen und bildet die erwähnte Aufwölbung. Oberhalb Hochbühel bzw. in Richtung Tschengla ist flacheres Einfallen festzustellen. Die Hangendgrenze wurde hier ab dem Auftreten von Raibler Dolomiten gezo-

gen, die weiter in Richtung Tschengla/Kürst von Rauhwacken abgelöst werden. Im Schesatobel-Unterlauf (rechtsufrig) setzt sich dieses NNE orientierte Einfallen der Schichtung vom Bereich Plattenegg fort (Hier aber flacher mit etwa 39.8 °). Hier baut die Arlberg-Formation die steilen Flanken auf an deren Unterkanten Schutthalden bzw. Schuttfächer ausgebildet sind. Lokal konnten hier geringfügig ausgeprägte Verfaltungen von dünnbankigen Arlbergkalken festgestellt werden. Als Arlbergdolomite wurden dickbankige Dolomite E des Gaschierakopfes auf 1240 m SH (GK28:-42898/221953) angesprochen, die mit 35 ° ENE einfallen.

Die Hangendgrenze zur Raibler-Formation im N-Abschnitt des Untersuchungsgebietes ist, wie bereits diskutiert, etwa entlang des Plattenbacheinschnittes, zu ziehen. Die Grenzziehung in der beiliegenden Karte des Festgesteinsuntergrundes (Anlage E) folgt in dieser Frage der Auffassung von OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1965, 1967) sowie von OBERHAUSER (2007).

Im topografisch unteren Bereich bei Spial existiert ein Aufschluss der Liegendgrenze (an der L82-Brandnertalstraße), welcher die Verzahnung von dunklen Partnachschiefern zur homogenen Kalkabfolge der Arlberg-Formation zeigt.

2.6.4 Partnach-Formation (Unteres Ladinium)

Die Partnach-Formation ist im Liegenden der Arlberg-Formation aufgeschlossen und folgt über alpinen Muschelkalk. Sie besteht generell aus Schiefern, Mergeln und Kalkabfolgen (KOBEL, 1969).

FURRER&ORTNER (in FRIEBE [Hrsg.], 2007) stellen die Partnach-Formation ins untere Ladinium und bezeichnen diese als eine sedimentäre Bildung eines engen und schlecht durchlüfteten Meeresbeckens, welche generell von Mergeln, dunklen Schiefertönen und gebankten Kalken aufgebaut wird und Mächtigkeiten bis 180 m erreicht.

2.6.4.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Die Partnach-Formation besteht im Untersuchungsgebiet aus dunkelbraunen bis schwarzen, leicht brüchigen, Tonschiefern, die feinplattig ausgebildet sind.

Die Partnach-Formation ist im Untersuchungsgebiet nur kleinräumig vertreten: An der L82-

Brandnertalstraße gibt es 2 Aufschlüsse. Nach der Kurve auf 680 m SH (GK28:-40722/223775) ist die laterale Verzahnung mit den Kalkbänken der Arlberg-Formation besonders schön ersichtlich. Danach taucht die Formation in Richtung NW ab. Ein weiterer Aufschluss ist etwas unterhalb der erwähnten Kurve situiert, wo die dunkelbraunen bis schwarzen Partnachschiefer steil (etwa 65.4 °) nach NNW einfallen. Beim nächsten Aufschluss, der hangabwärts in Richtung Bürs liegt, ist etwas steileres, jedoch gleich orientiertes Einfallen zu beobachten.

2.6.5 Alpiner Muschelkalk (Anisium-unteres Ladinium)

Unter dem sog. „Alpinen Muschelkalk“ werden im Untersuchungsgebiet nach FURRER&ORTNER (in FRIEBE [Hrsg.], 2007) mitteltriassische, relativ fossilarme, gebankte, plattige und bitumenreiche dunkle Kalke der Virgloria-Formation verstanden, welche in einem flachen Meeresabschnitt sedimentiert wurden und bis zu 140 m Mächtigkeit erreichen können. Der Terminus „Alpiner Muschelkalk“ ist eine traditionelle Namensgebung (FURRER&ORTNER in FRIEBE [Hrsg.], 2007). In der geologischen Karte des Rätikon (HEISSEL et. al., 1965) ist der Bereich im W des Gebiets Spial noch als alpiner Muschelkalk ausgewiesen während er dann in der geologischen Karte des Walgau (HEISSEL et. al., 1967) der Arlberg-Formation zugerechnet wird. Dies verdeutlicht die Komplexität und Problematik der exakten Abgrenzung der im Untersuchungsgebiet auftretenden mitteltriassischen Karbonate, die in ihrer Ausbildung oft ähnliche Züge aufweisen. KOBEL (1969) nahm ein Profil des alpinen Muschelkalkes, welchen er unter Gutensteiner-Schichten führt, beim Steinbruch Bürs auf. Technisch wird dieses Gestein auch als „Gutensteiner Marmor“ bzw. „Bludenzer Marmor“ bezeichnet.

2.6.5.1 Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet



Abb. 2.18: Muschelkalk im Eingangsbereich der Bürser Schlucht im E von Spial (GK28:-40430/223690). Die etwa 15-20 cm mächtigen Kalkbänke in der Bildmitte fallen steil ($\sim 80.5^\circ$) nach N ein.

Der Muschelkalk besteht aus dunkleren, mittelgrauen, teils fleckigen Kalkbänken im dm-Bereich. Verbreitet ist Muschelkalk sowohl im unteren Bereich bei Spial, als auch im SW-Abschnitt des Untersuchungsgebietes, wo dieser den oberen Bereich des Gaschierakopfes aufbaut. Im unteren Bereich bei Spial fallen die Kalkbänke mit etwa 80.5° nach N ein. Am Gaschierakopf ist mittelsteiles (etwa $47-60^\circ$) SW-SSW orientiertes Einfallen festzustellen.

2.11 Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse der Kartierung des Festgesteinsuntergrundes

Die Ergebnisse der durchgeführten Kartierung des Festgesteinsuntergrundes (Anlage E) decken sich in den wesentlichen Punkten mit den vorangegangenen Kartierungen (H. BERTLE, 1999, HEISSEL et al., 1965, HEISSEL et al., 1967, MÖLK, 1996, OBERHAUSER, 1998, 2007, SUTTER-LÜTTI, 1983) und stellen eine Ergänzung zu diesen dar.

Bürser Konglomerat wurde im N von Spial, im Bereich des Schesatobel-Schwemmfächers auf etwa 685 m SH kartiert (GK28:-41289/223735). Es dürfte sich hier entweder um ein Erosionsrelikt oder um einen Felssturz handeln. Topografisch höher gelegene Konglomeratvorkommen sind zahlreich im Einschnitt des Mühlebachs (z.B. auf 1250 m SH, GK28: 44113/223313, auf 1180 m SH, GK28:-43720/223350, auf 1140 m SH, GK28:-43350/223297, auf 980 m SH bei GK28:-42787/223019) sowie im Bereich W der Ronaalpe vertreten.

Die Arosa Zone (mit rötlichen Schiefen) setzt sich sehr wahrscheinlich N des Mühlebachs fort wie Verfärbungen des Bodens anzeigen (GK28:-43887/223551). Kontakt von Raibler Gips und rötlichen Schiefen der Arosa Zone ist auf 1720 m SH am Loischkopf aufgeschlossen (GK28:-45077/221813; Anlage B, Foto Nr.22). Am oberen S-Hang desselben stehen dann rötliche, karbonatfreie Tonschiefer der Arosa Zone an, die hier außerdem Schutthalden ausbilden. Im DHM bzw. im Luftbild ist die Begrenzung des Gipskörpers der Klamperaalpe auf Grund der Dolinen gut dokumentierbar. Am N-Hang des Loischkopfes ist die Grenze der Arosa Zone schwer zu ziehen, da gute Aufschlüsse selten sind. Im Bereich Zugswald (GK28: -43276/221440) ist Arosa Zone (dunkle Schiefer) auf 1280 m SH kleinräumig angetroffen worden. N davon streichen auf 1300 m SH Kalke derselben aus (GK28:-43252/221770). Kalkige Arosa Zone ist weiters im N des Schesabruckkessels, im Bereich W des Mooswaldes, auf ca. 1400 m SH aufgeschlossen (GK28:-44018/222552).

Auf der mittleren Ronaalpe stehen auf 1200 m SH gebankte Raibler Kalke an, welche mit 31° ca. nach SE einfallen (GK28:-43765/224029). Gebankte Raibler Dolomite, die mit 30.75° nach SSE einfallen sind auf 1180 m SH bei Vilschena aufgeschlossen (GK28:-44034/224345) und bilden hier eine Festgesteinsschwelle in Richtung W bzw. WSW. Der Übergang zur Arlberg-Formation entlang des Plattenbachs ist diffus. Hier wurde die Auffassung von OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1965, 1967) übernommen.

Das Profil „Plattenbach-Schwammtobel-Valugatobel“ zeigt eine charakteristische Raibler Abfolge mit einer mehrmaligen Einschaltung eines klastischen Horizonts im Wechsel mit karbonatischer Sedimentation, welche durch Kalke, Dolomite sowie Rauhacken repräsentiert wird.

Raibler Rauhwaacke ist v. a. im Bereich Krst brecciös entwickelt und wurde am Hangfu als möglicherweise durch Steinschlag verfrachteter Lesestein angetroffen. In der Karte wurde daher im Bereich dieses Hangfues Raibler Rauhwaacke ausgewiesen, jedoch mit einem Fragezeichen versehen, da Aufschlüsse fehlen. Weiters wurde Raibler Rauhwaacke im Bereich Burtschaalpe/Loischkopf-NE-Hang auf 1450 m SH (GK28:-44174/222643) kartiert sowie auf 1355 m SH im Bereich einer Gipsdoline im Maisäßwald angetroffen, wo eine Grenze Gips/Rauhwaacke aufgeschlossen ist (GK28:-44019/222848). Rauhwaacke bildet somit innerhalb dieser Gipsdolinien bzw. Gipslinsen vereinzelt stabile Bereiche aus. Die von OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1967) auf der Tschengla kartierten weiteren Aufschlüsse von Raibler Rauhwaacke konnten nicht gefunden werden. Der Grund liegt wahrscheinlich in einer veränderten Aufschluss-situation.

Im Bereich der Erhebung E von Außerberg (z.B. auf 640 m SH, GK28:-41175/224230) wurden dünnbankige Raibler Dolomite vorgefunden. Bei den Raibler Dolomiten im Bereich oberhalb Hochbühel (Tschengla) auf 1100 m SH (GK28:-42513/223543) konnten keine Schichtflächen eingemessen werden.

Dickbankige, mit 35 ° ENE einfallende, Dolomite der Arlberg-Formation wurden E des Gaschierakopfes auf 1240 m SH kartiert. Am Gaschierakopf ist alpiner Muschelkalk aufgeschlossen, der in diesem Bereich mittelsteil nach SW-SSW einfällt. Der Übergang von dunklen Partnachschiefern zu monotonen gebankten hellgrauen Kalken der Arlberg-Formation ist im Bereich Spial auf 680 m SH bei GK28:-40722/223775 aufgeschlossen.

3. Geomorphologie des Untersuchungsgebietes

3.1 Zur Geochronologie und Morphostratigraphie der Würmeiszeit in Vorarlberg

Nach heutigem Wissensstand können im alpinen Bereich mindestens 7 Kaltzeiten (Eiszeiten bzw. Glaziale) differenziert werden, deren Ablauf jedoch nicht stetig erfolgte, sondern immer mehrere Eisvorstöße und Abschmelzphasen (Fluktuationen) umfasste (OBERHAUSER, 1998). Die klassische Abfolge - Günz, Mindel, Riss, Würm - ist durch Endmoränen und glaziofluviale Geländeformen identifizierbar. Glaziale und interglaziale Zyklen werden mit Sauerstoff-Isotopenstufen (Marine isotope stages) korreliert, wobei die letzte Kaltzeit – Würm - mit MIS-2 definiert wird (vgl. z.B.: VAN HUSEN, 2004).

Die Kaltzeiten folgen im jüngeren Quartär etwa einem 100 000 Jahre Rhythmus (KELLER, 2005). Da das Eisstromnetz der Würm-Kaltzeit die Sedimente vorangegangener Eiszeiten weitgehend erodierte, sind präwürmzeitlichen Bildungen nur relikartig erhalten. Das Ausmaß der Vorlandvereisung der Riss-Kaltzeit dürfte jedoch deutlich größer gewesen sein als das der darauf folgenden Würmeiszeit (vgl. z. B. VAN HUSEN, 2004). KELLER&KRAYSS (1983) legen den Höchststand des Rheingletschers gleichermaßen ins Riss-Glazial.

Die Grundzüge der Gliederung des glazialen Formenschatzes im Bereich Vorarlberg stammen von PENCK&BRÜCKNER (1909). Im Pleniglazial des oberen Würm (=Last Glacial Maximum, LGM), welches um ca. 20 000 a BP (before present = vor 1950) erreicht wurde, bildeten im Vorarlberger Raum die Haupttalgletscher Rhein, Bregenzerach, Breitach und Illgletscher mit den lokalen Seitentalgletschern ein geschlossenes, mit geringem Gefälle nach N fließendes, Eisstromnetz, in dem sich diese teilweise gegenseitig abdrängten, und aus dem vereinzelt eisfreie Nunataker hervorragten (OBERHAUSER, 1998). Die Dauer dieses ab ca. 21 ka BP einsetzenden Gletscherhochstandes wird im Ostalpenbereich etwa auf 3-4000 Jahre geschätzt (VAN HUSEN, 1997, 2004).

Der Rheintalgletscher im W wies teils einen beträchtlichen Zufluss vom aus der Silvretta kommenden Illgletscher auf (vgl. z.B. DE GRAAFF, 1993, KELLER&KRAYSS, 2005, RICHTER, 1978). Das Rhein-Linth Gletschersystem nahm eine Fläche von rund 11% der gesamtalpinen Vergletscherung ein (KELLER&KRAYSS, 2005).

Die Fluktuationen des Illgletschers sowie des linksseitig zubringenden Brandnergletschers bzw. Alviergletschers und von diesem auslaufende kleinere lokale Eislappen und teils selbst ernährenden Kargletscher, die mit diesem in Verbindung standen, prägten das Untersuchungsgebiet in den

Eiszeiten im Speziellen. In diesem Zusammenhang ist der Kargletscher des Alpilakopfes erwähnenswert, welcher in Richtung Mühlebacheinschnitt Sedimentfracht vorschob (H. BERTLE, 1999).

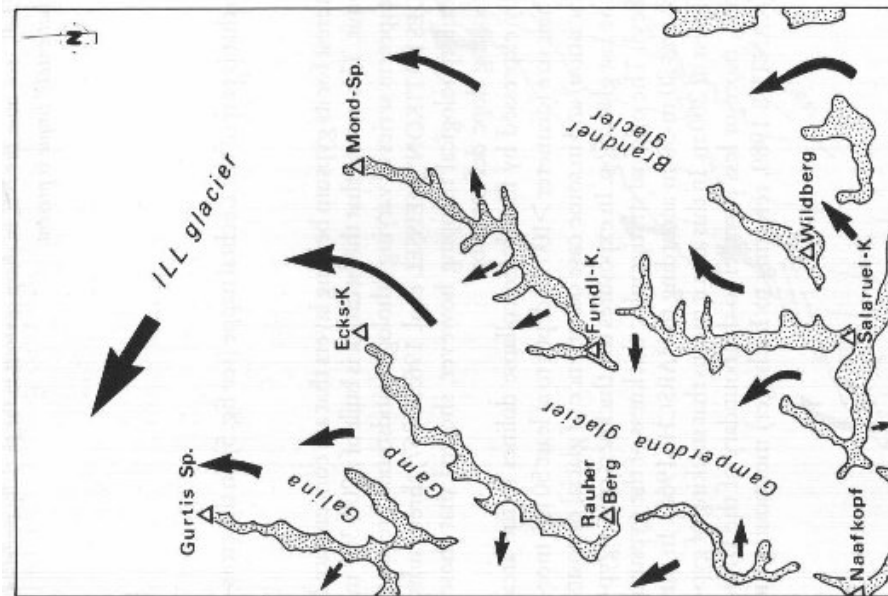


Abb. 3.1: Schema des Illgletschers und der Seitentalgletscher im Pleniglazial des Würm. Schraffierte Bereiche stellen eisfreie Nunataker dar. Das Untersuchungsgebiet befindet sich E der Mondspitze. Aus SEIJMONSBERGEN (1992).

Mit dem „schleichenden“ Einsetzen von kälteren Stadien und kühlen Interstadialen wird das Ende des letzten großen Interglazials - Eem - und der Beginn des frühen Würm eingeleitet (etwa 115 000 Kalenderjahre v. heute), das mit dem Untersee-Stadial einen ersten klimatischen Tiefstand erreichte. Der etwas klimagünstigere Zeitraum von etwa 30 000 – 60 000 Jahre v. heute wird als Mittelwürm bezeichnet und ist durch ein kühles Klima (jedoch eisfreiem Bodensee) mit hauptsächlich Nadelwaldvegetation gekennzeichnet. Das Würm endete etwa um 11 500 Kalenderjahren v. heute (DE GRAAFF et al. in FRIEBE [Hrsg.] 2007, KELLER, 2005). Die Grenze mittleres/oberes Würm wird nach ^{14}C -Datierungen im Inntal im Profil Baumkirchen - mächtige Bänder-tonabfolge mit Tundravegetation überlagert von Moräne – ca. 12 km E von Innsbruck definiert und mit etwa 30 000 Jahre BP angegeben (vgl. VAN HUSEN, 1997, KELLER&KRAYSS, 2005). Näher betrachtet wird hier der Zeitabschnitt des oberen Würm, dessen Beginn VAN HUSEN (1997) auf 25 ka BP stellt. Diese letzte würmzeitliche Gletschervorstoßphase wird für den Vorarlberger Raum von DE GRAAFF et al. (2007) sowie von KELLER&KRAYSS (2005) in etwa auf 30 000 kalibrierte Kalenderjahre v. heute gestellt.

Die Chronologien des oberen Würm in Vorarlberg sowie des gesamten Alpenraumes fußen auf Pollenanalysen, Varvenchronologien sowie insb. auf absoluten Altersdatierungen, welche von

noch einer relativ geringen Anzahl an hauptsächlich ^{14}C -Datierungen vom Vorland sowie vom Nordrand der Alpen repräsentiert werden und steht nach wie vor zur Diskussion (vgl. z.B. DE GRAAFF, 1993, DE GRAAFF et al., 2007, KELLER&KRAYSS 1994, 1996, 2005). Weiters besteht die Problematik von ^{14}C Jahren und den durch verschiedene Methoden (v. a. Dendrochronologie) erstellten kalibrierten Kalenderjahren. Verschiedene Anreicher- und Abreicherungseffekte sowie die zeitlich schwankende Kohlenstoffproduktionsrate verfälschen die ^{14}C -Alter: Es ergeben sich „zu junge“ oder „zu alte“ Alter. Für den Zeitabschnitt zwischen 12 000 und 20 000 Jahre BP werden die ^{14}C -Datierungen z. B. als 1000-4000 Jahre zu jung eingestuft (KELLER&KRAYSS, 1994). In der Literatur finden sich sowohl kalibrierte („kal a BP“ oder „Kalenderjahre v. heute“) als auch mit „ ^{14}C -Jahren BP“ angegebene Werte. Dies führt oft zu Unübersichtlichkeiten. Außerdem besteht teils Uneinigkeit über die Wichtigkeit bzw. die Korrelation bestimmter Eisrandformen bzw. Eisrandkomplexe. Unter einem Eisrandkomplex wird generell eine Abfolge aus Moränenwällen, Sanderterrassen, Schmelzwasserrinnen und evtl. Seen verstanden, die einen aktiven Eisrand belegen (KELLER&KRAYSS, 1987).

KELLER&KRAYSS (2005) untergliedern das obere Würm im Bereich Bodensee bzw. Vorarlberg folgendermaßen (vgl. Abb. 3.2 bzw. Abb. 3.5): Der Würm Maximalstand (W/Max) des Rheingletschers bei Schaffhausen, der deutliche Moränen, Sander etc. hinterließ und der intern nochmals untergliedert wird, wurde um etwa 24 000 Kalenderjahren v. heute erreicht. Vom als prähochwürmzeitlich eingestuften Obersee-Stadial versuchen KELLER&KRAYSS (1984) Berechnungen über den Zeitraum des Eisaufbaus bis zum Würm-Maximum. Das Modell ergibt je nach geschätztem Eiszuwachs (10-20 cm pro Jahr) einen Zeitraum von etwa 1750 oder 3500 Jahren vom Obersee – Stand bis zum Erreichen des Maximalstandes im Raum Schaffhausen. Für das Würm-Hochglazial wird ein äußerst trockenes Klima mit nur rund 10-30 % der heutigen Niederschlagsmengen angenommen. Der stadiale Komplex „Stein am Rhein“, der teils mit einem Wiedererstarken bzw. Vorstoßen der Gletscher verbunden wird, wird mit ca. 19 500 Kalenderjahren v. heute beziffert und ebenfalls intern untergliedert. Das Stabilisierungsstadium „Konstanz“, in welchem der Rheingletscher im Raum Konstanz stagnierte und verschiedene, wiederum intern gliederbare, Eisrandformen hinterließ und bereits auf rund 16 % des Volumens des Schaffhausener Standes zusammengeschmolzen war, wird mit 18 000 Kalenderjahren v. heute angegeben. Mit dem Konstanzer Stadium wird der eigentliche Rückschmelzprozess des Rheingletschers (und gleichermaßen seiner Zubringer) eingeleitet. Im Walgau und im Montafon werden Eisrandbildungen im Höhenbereich von 1000-1600 m SH zum Konstanzer Stadium gerechnet. Das darauf folgende Weißbad/Koblach Stadium wird mit rund 17 300 Kalenderjahren v. heute angegeben.

KELLER&KRAYSS (2005) geben das endgültige Abschmelzen der Gletscher mit 17 000 Kalenderjahren v. heute an. In die Abschmelzphase fallen die kurzfristigen inneralpinen Vorstöße Gschnitz, Daun und Egesen. Das jüngere Stadium Egesen wird auf Grund von Datierungen an kosmogenen Nukliden am Julierpass (Graubünden) auf etwa 12 000 Jahre v. h. gestellt, während für Gschnitz der Zeitraum 15 500-16 000 vermutet wird. Für das Stadium Daun wird ein älteres Alter als Egesen angenommen (KELLER, 2005). Im Spätglazial wurde ein kurzlebiger Walgausee rasch durch Sedimente der Ill verfüllt. Um 16 500 Jahre v. h. trennten Deltaschüttungen des Ill und der Frutz den Rheintalsee vom Bodensee ab. Die ab 15 000 Jahre v. h. (Bölling Interstadial) einsetzende Wiederbewaldung drosselte den Schuttatrag beträchtlich (KELLER, 2005).

JORDI (1986) führte glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch durch und beziffert den letzten ausgeprägten Vorstoß des Rheingletschers mit 25-20 ka BP. Für Feldkirch gibt er eine Mindesteishöhe von 1550-1500 m an. Weiters wird auf die Problematik hingewiesen ob tatsächlich alle Erratika der Würm-Kaltzeit zugeschrieben werden können - Verfrachtungen von präwürmzeitlichen erratischen Blöcken in topografisch tiefere Niveaus müssen in Betracht gezogen werden.

DE GRAAFF et al. (1993, zuletzt in FRIEBE [Hrsg.], 2007) unterscheiden insgesamt 4 Rückzugskomplexe, die in etwa mit den von KELLER&KRAYSS differenzierten Hauptständen korrelieren. Es wird allerdings vermehrt der Rückzugscharakter dieser Eisrandkomplexe betont. Die Aufbauphase des Rheingletschers ist mit einer Mammutstoßzahndatierung SE von Bregenz (Hochwacht Kiesgrube), welche ein Alter von 23900±400 ¹⁴C Jahre v. heute ergab, das rund 29 000 Kalenderjahren v. heute entspricht, erfasst. Der Fund war in Deltaschottern eines ehemaligen Stausees eingebettet, die vom Eisrand des Rheintalgletschers fluvial dorthin transportiert wurden. Nachträglich erfolgte im Hochglazial eine Überführung der Übergusschichten dieser Deltasedimente durch den Gletscher (DE GRAAFF, 1993). Den Würm-Maximalstand geben DE GRAAFF et al. (in FRIEBE [Hrsg.], 2007) mit 24 000 Kalenderjahren v. heute an. Der Rückzugskomplex I als gesamtes wird mit „Schaffhausen“ korreliert und in den Zeitraum 24 500- 22 500 Kalenderjahren v. heute gestellt. Eishöhen von 1500-1600 m werden für den Bereich Bregenz angenommen. Den weiteren Rückschmelzvorgang skizzieren DE GRAAFF et al. (in FRIEBE [Hrsg.], 2007) wie folgt: Nach einer Klimaverbesserung um 21 500 Kalenderjahren v. heute schmolzen die Gletscher zurück und hinterließen die Eisrandformen des Rückzugskomplexes II, der etwa mit „Stein am Rhein“ gleichzusetzen ist. Der Übergang vom II zum III Rückzugskomplex ist durch die beginnende, aber ungleichmäßig von statten gehenden Trennung, der Seitentalgletscher von den Haupttalgletschern gekennzeichnet und wird in den Zeitraum 18 000- 17 000 Kalenderjahren v. heute

gestellt. Zu dieser Phase werden die Moränenwalle auf der Burtschaalpe gerechnet. Die Eisrandformen, die der Rheingletscher um 17 000 Kalenderjahren v. heute im Bereich Bregenzerwald hinterließ werden als Rückzugskomplex III definiert und mit dem Konstanzer Stadium von KELLER&KRAYSS korreliert, allerdings etwas jünger angesetzt. Mit diesem Stand werden Eisrandablagerungen im südlichen Walgau korreliert, darunter z.B. die Wallformen auf der Tschengla. Dem „Weissbad-Koblach“ Stadium von KELLER&KRAYSS wird weniger Bedeutung zugemessen. Im Rückzugskomplex IV (um 16 000 Kalenderjahren v. heute) wird schließlich der endgültige Zerfall des Rhein-III-Eisstromnetzes eingeleitet. Die nachfolgenden spätglazialen Stadien der Seitentalgletscher, in der letztere den Kontakt zum Haupttalgletscher verloren, da dieser rasch zurückschmolz, werden in den Zeitraum 16 000-15 000 Kalenderjahren v. heute gestellt. Hierzu werden auch die spätglazialen Terrassen von Bürserberg (Boden/Matin/Außerberg) gerechnet. Um etwa 13 000 BP dürfte der Bereich Feldkirch eisfrei geworden sein (DE GRAAFF, 1993). Völlig eisfrei wurde der Walgau nahe dem Ende der ältesten Dryas. Die glazial ausgeschürften Täler wurden ab dem Bölling, der ersten spätglazialen Warmzeit um 13 200 ¹⁴C -Jahre v. h., rasch verfüllt und der spätglaziale, zwischen Feldkirch und Bludenz gelegene, Walgausee verlandete bereits vor dem Holozän (DE GRAAFF et al. , in FRIEBE [Hrsg.], 2007). Einen Überblick über bestehende Auffassungsunterschiede zur Morphostratigraphie bzw. Geochronologie des oberen Würm im Rhein/Illgletscherbereich zu KELLER&KRAYSS fassen DE GRAAFF et al. (in FRIEBE [Hrsg.], 2007) tabellarisch zusammen (Abb. 3.5). Es ist anzumerken, dass insb. die spätglazialen (Lokal-)Gletscherstände sehr unterschiedlich interpretiert werden und noch zur Diskussion stehen. Nach DE GRAAFF (1993) können die Lokalmoränen bzw. Lokalstadien in Vorarlberg auch als Rückschmelzstadien erklärt werden.

Für den mittleren und östlichen Ostalpenbereich sei auf VAN HUSEN (2004) verwiesen.

Zum Spätglazial und Holozän sei noch folgendes erwähnt: Bei Brederis, NNE von Feldkirch ist durch eine ¹⁴C Datierung an Baumstümpfen (¹⁴C Alter: 10 110 +/- 140 Jahre v. h.), sowie durch den Fund eines Hirschgeweihs und eines Paarhufer Backenzahns ein Föhren-Auenwald belegt (W. KRIEG in HANTKE, 1980). Die aus 16 m Tiefe geborgenen Fundstücke wurden während des Kälteeinbruchs in der jüngeren Dryaszeit von Sedimenten der Ill überdeckt (HANTKE, 2005).

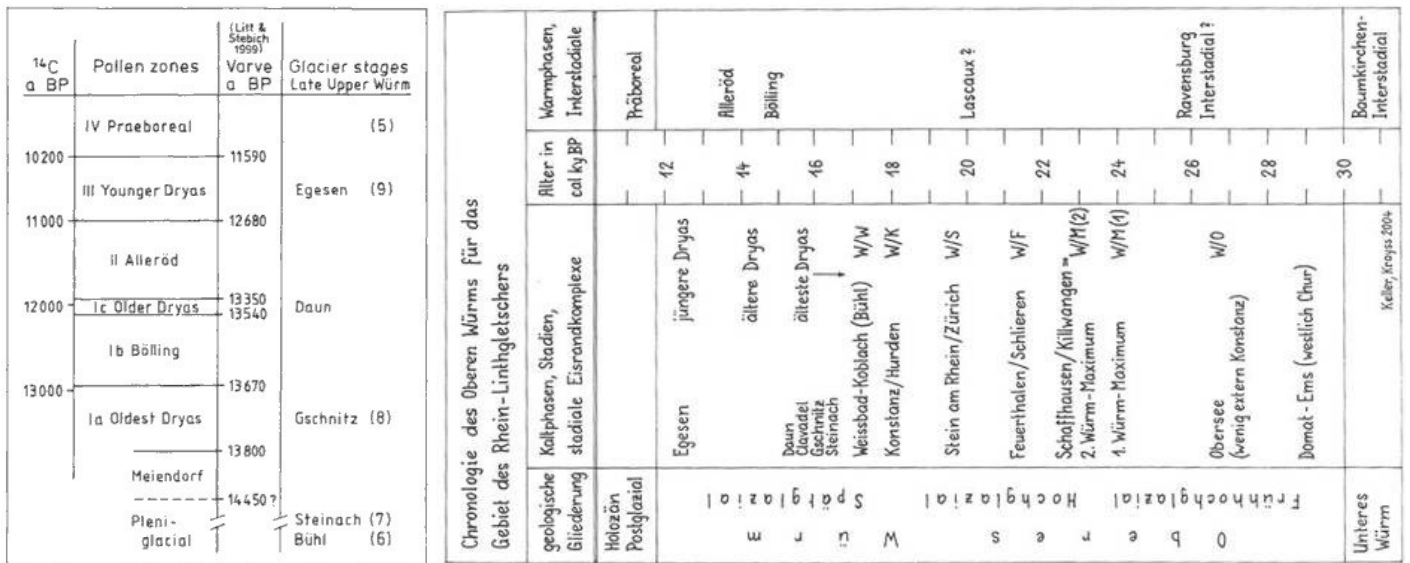


Abb. 3.2: Rechts: Gliederung des oberen Würm für das Rhein Linth-Gletschersystem in Kalenderjahren nach KELLER&KRAYSS (2005). Links: Detailgliederung (Pollenzonen, Varven) des späten oberen Würm. Aus VAN HUSEN (2004).

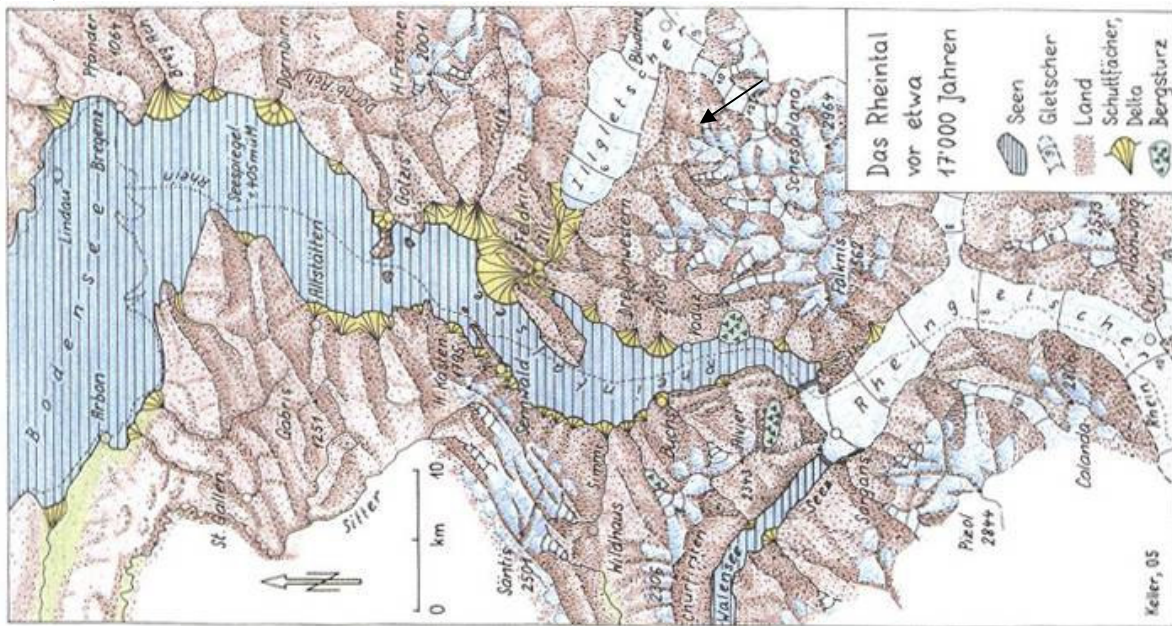


Abb. 3.3: Schematische Rekonstruktion des Rheintales und Überblick über die Gletscherstände vor etwa 17 000 Jahren. Pfeil zeigt die Lage des Untersuchungsgebietes. Aus KELLER (2005).

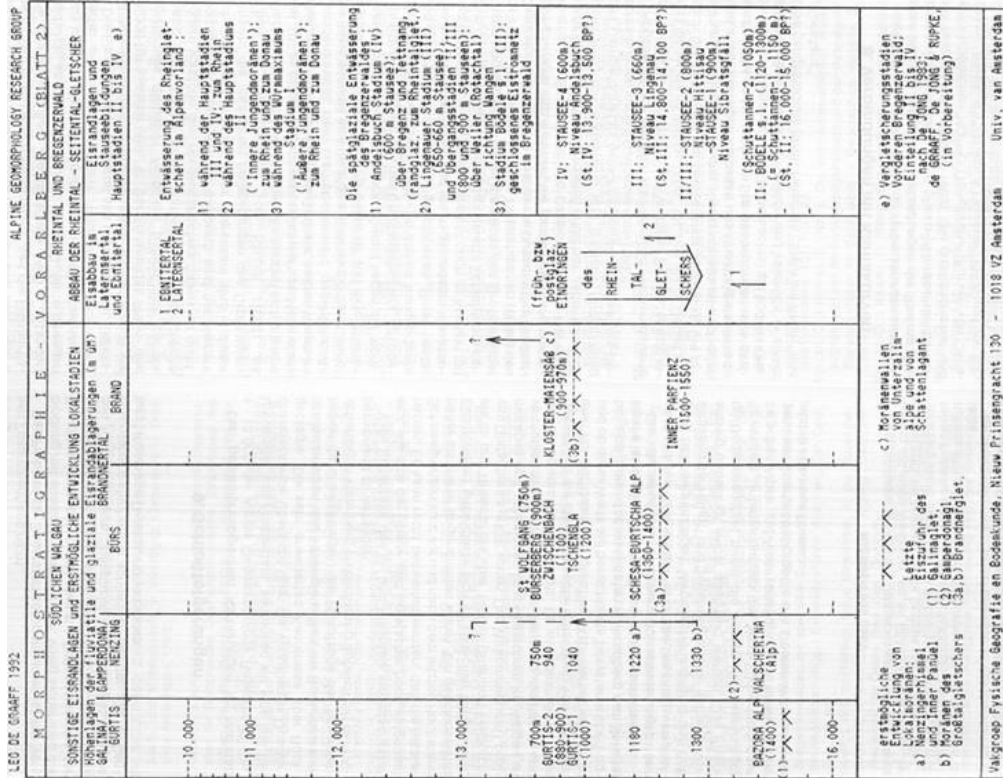


Abb. 3.4: Stratigraphische Tabelle des oberen Würm. Aus DE GRAAFF (1993)

CHRONO- UND MORPHOSTRATIGRAPHIE DER TALVERGLETSCHERUNG DES OBEREN WÜRM IM BEREICH DES BODENSEES UND DES ALPINEN RHEINTALS		VORARLBERG	
ZEIT (Kalend.-Jahre vor Heute)	BODENSEE-RHEINTAL Haupt- und Lokaltadien nach Keller & Krayss 2005	BODENSEE-RHEINTAL Hauptstadien nach De Jong 1983, De Graaff & De Graaff & De Jong 1995 relevant 'V'-Differenzen in rot	RHEINTAL-ILLTAL Lokaltadien und Bemerkungen (Gonchen Klammern: weniger wichtig) nach De Graaff 1992b (1991, De Jong et al. 1995)
14.800 - 15.000		tonerische Basiseisendimente im Sedimentprofil Gasserplatz	(FELDKIRCH-GASSERPLATZ)
200	Spät-	LEITZE, ABBAUSTADEN	FELDKIRCH-AGASSELLA
400		zahlreiche fluviale Eisrandterassen im Rheintal (wie auch im südlichen Walgau)	FELDKIRCH-VALDUNA
600			KOBLACH-SANKT ARBOGAST
800			KLAUS-MATTENSWIESE
16.000	Gla-	(= Lokaltadien)	KLAUS-PLATTENWALD
200			BREGENZ-ÖLRAIN-WOLFFURT
400			RAINBERG-SILDIS obere Eisrandterrasse Gallus-Gartis
600	16,6	13.930 ± 250 BP (Bodensee wird eisfrei, Wessels 1998); RC IV 14.100-115 BP (Hinterbäumen, Konstanz, Geyh & Schneider '84).	
800	16,8		
17.000	zhd	RECESSIONAL COMPLEX III (= Konstanz s.l.)	(GARTIS-ÜBERSAKEN)
200			
400			ÜBERGANGSSTADIEN
600			GULMALP-GRÖLLERKOPF
800			ROSSBODEN-VALSCHERINA AUSSERE GAMPALP (Geste Trennung Haupt- und Seitenalgtischer im S-Walgau)
18.000	18,0	Steinsingen 14.800-120 BP Geyh & Schneider '84 (Eaks RC II) RECESSIONAL COMPLEX II (Gestein identisch mit Stein am Rhein) Schwaberg 15.000-80 BP (De Jong '83)	
200			
400	18,1		
600?....		
19.000	Pleni-		
20.000			STEIN AM RHEIN / ZÜRICH
21.000	gla-		FEUERTHALIN
22.000	zhd		RECESSIONAL COMPLEX I (Gestein identisch mit Schaffhausen) Würm-Max., Gletscherhöhe Feldkirch > 1700 m
23.0-24.2			SCHAFFHAUSEN Würm-Maximum
24.000			
26.000?....		
28.000	Früh-		
29.07	Glazial		
30.000	?		
	MITTL- WÜRM		

Eisrandterasse Brezenzwaldabundung - 620-630 m
Jüngste Talfüllungen im S-Walgau: Samina, Gallus, Gampbach- und Gamperdonal (Höhe, Komplex, 700-1400 m)

DE GRAAFF, DE JONG & SEIMONSBERGEN 2007

Abb. 3.5: Stratigraphische Tabelle des oberen Würm mit dem Vergleich der von KELLER & KRAYSS erstellten Gliederung mit dem der niederländischen Arbeitsgruppe. Aus de DE GRAAFF et al. (in FRIEBE [Hrsg.], 2007).

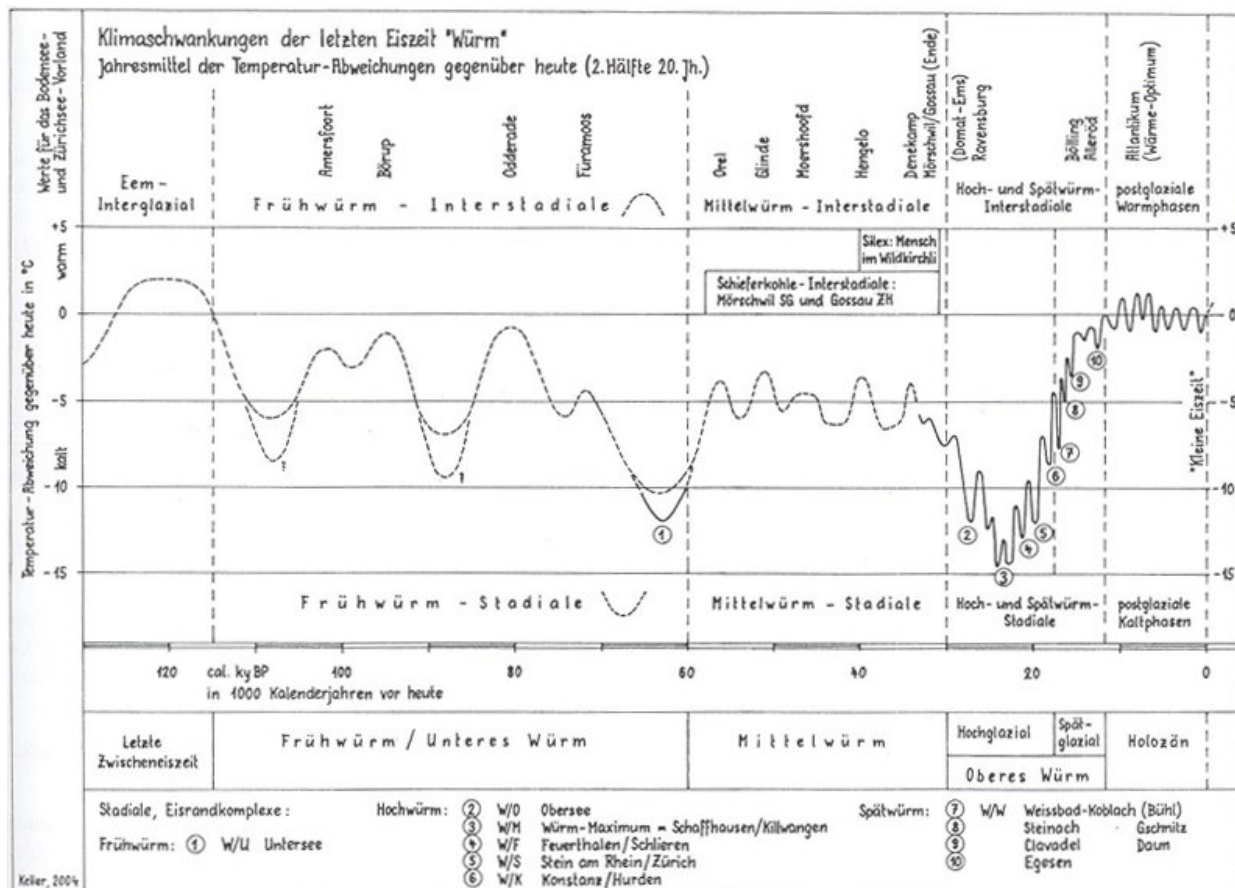


Abb. 3.6: Rekonstruierte Jahresmitteltemperaturen in Mitteleuropa vom Eem-Interglazial bis heute. Aus KELLER&KRAYSS (2005).

Nach KELLER (2005) zeigte bereits das Klima ab 12 000 a BP Interglazialcharakter. Nach etwa 10 000 a BP erfolgte stufenweise eine Klimaverbesserung, welche mit dem Präboreal begann, in der sich zunächst *Betula* und *Pinus* ausbreiteten und gegen dessen Ende hin auch *Corylus* (Haselnuss) erschien. Die Erwärmung setzte sich im Boreal (9 000-8 000 Jahre v. h.) weiter fort und das Auftreten von *Viscum* (Mistel), *Hedera* (Efeu) und *Ilex* (Stechpalme) belegt höhere Sommertemperaturen und sehr milde Winter in Mitteleuropa (KLOSTERMANN, 1999). Im mittelholozänen Klimaoptimum (Atlantikum, 8 500-5 500 Jahre v. h.) lag die Waldgrenze im Vergleich zur heutigen in etwa um 100 m höher. Ab etwa 5 000 Jahre v. h. wurde das Klima wiederum etwas feuchter und kühler (BURGA, 2005). Im älteren und mittleren Holozän fiel der Abtrag demnach geringer aus als heute, da die Vegetation lichtere Höhen erreichte (HANTKE, 2005).

Für eine detaillierte Geochronologie des (oberen) Würm ist eine höhere Anzahl als auch eine größere räumliche Dichte an absoluten Altersdatierungen notwendig. Neuerdings werden auch Depositionsalter mittels kosmogener Nuklide (z. B. ^{10}Be) bestimmt. Aktuell läuft ein von der U-

niversität Amsterdam initiiertes Datierungsprojekt im Zuge dessen u. a. das Depositionsalter des großen erratischen Gneisblocks auf der Vilschena durch kosmogene Nuklide datiert werden soll und könnte interessante Ergebnisse zur Geochronologie des oberen Würm im Walgau liefern (DE GRAAFF, 2007, mdl. Mitt.).

3.2 Vorangehende geomorphologische Studien im Untersuchungsgebiet

Für das Untersuchungsgebiet existiert eine Fülle an quartärgeologischen bzw. geomorphologischen Vorarbeiten, die im folgenden Abschnitt kurz resümiert werden.

AMPFERER (1909) interpretiert das Bürser Konglomerat als zementierten Illschotter und wies eine Liegendmoräne in der Bürser Schlucht nach. Die reichlichen Vorkommen an Grundmoräne im Bereich S des Tschalengaberges werden auf dessen Stauwirkung zurückgeführt. Im Schesabruchkessel differenziert AMPFERER auf Grund des eingelagerten Geschiebes eine zentralalpine und eine kalkalpine Fazies. AMPFERER (1936, S. 116) erwähnt die Terrassen von Bürserberg-Boden, welche auf einen „Einbau von jüngeren Stausedimenten - unten Bändertone, darüber Schotter und Sande“ lagern sowie die geringmächtige Würm-Grundmoräne im Hangenden des Bürser Konglomerats und die Seetone im Bereich Mühlebach - Oberlauf. Das frühere Abschmelzen der Lokalgletscher und die Stauwirkung des Illgletschers mit den damit verbundenen Sedimentationsabläufen wird erläutert und die Lokalmoränenwälle einer separaten „Schlussvereisung“ zugeschrieben. Die Maximalhöhen von Silvretta-Erratika werden im Bereich Schesatobel bzw. Mühlebach mit etwa 1200 m SH angegeben sowie auf Kalk-Erratika (Korallenkalke) im Bereich der unteren Burtschaalpe hingewiesen.

H. BERTLE (1999) führte eine quartärgeologische Kartierung im Maßstab 1:10 000 von Bürserberg durch, in der überblicksmäßig zahlreiche Rückschmelzstadien des Illgletschers – von Hochwürm Ständen auf 2000-1500 m SH bis zu spätglazialen Ständen auf 640-620 m SH sowie Lokalmoränen, Sanderflächen und Schüttungen bzw. Lieferrichtungen differenziert werden (Abb. 3.7). Auf der Burtschaalpe werden Wallformen des lokalen Klamperaeislappens des Alviergletschers ausgewiesen.

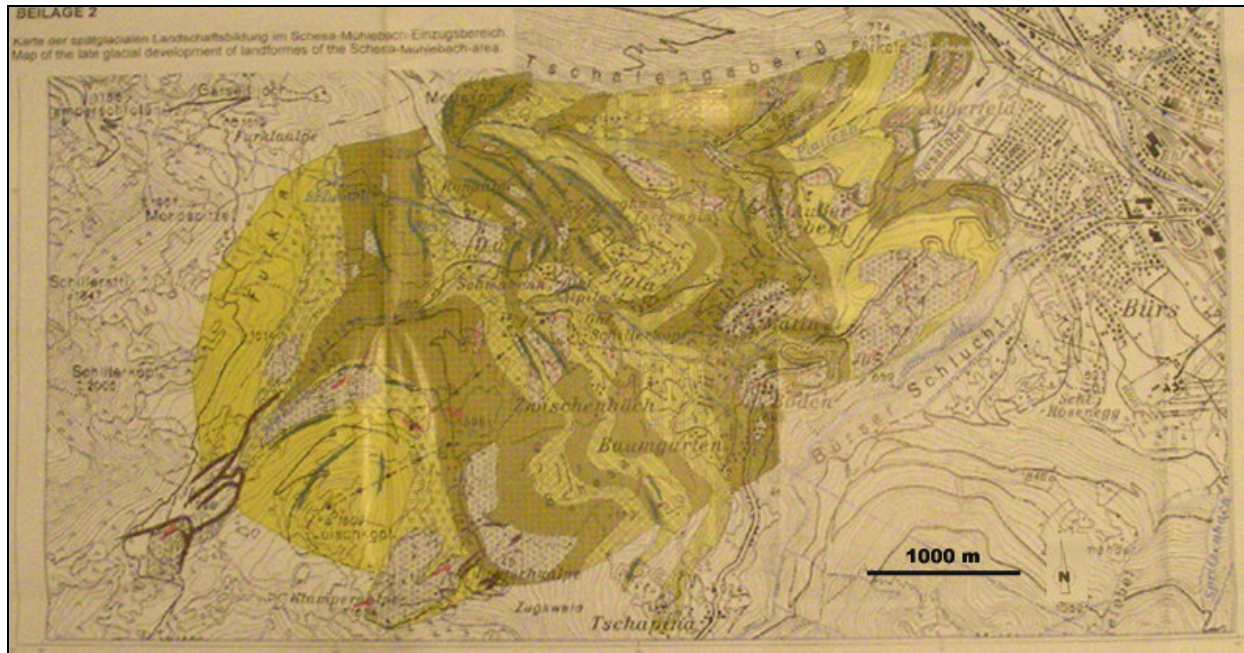


Abb. 3.7: Korrelierte Illgletscherrückzugsstände (gelb-grüne Signatur), Moränenwälle des Illgletschers (Grün), Lokalmoränenwälle (braun), Terrassen-Sanderflächen (weiß-gepunktet) sowie deren Liefer/Schüttungsrichtungen im Untersuchungsgebiet. Aus H. BERTLE (1999), Verkl., Orig. M 1: 10 000.

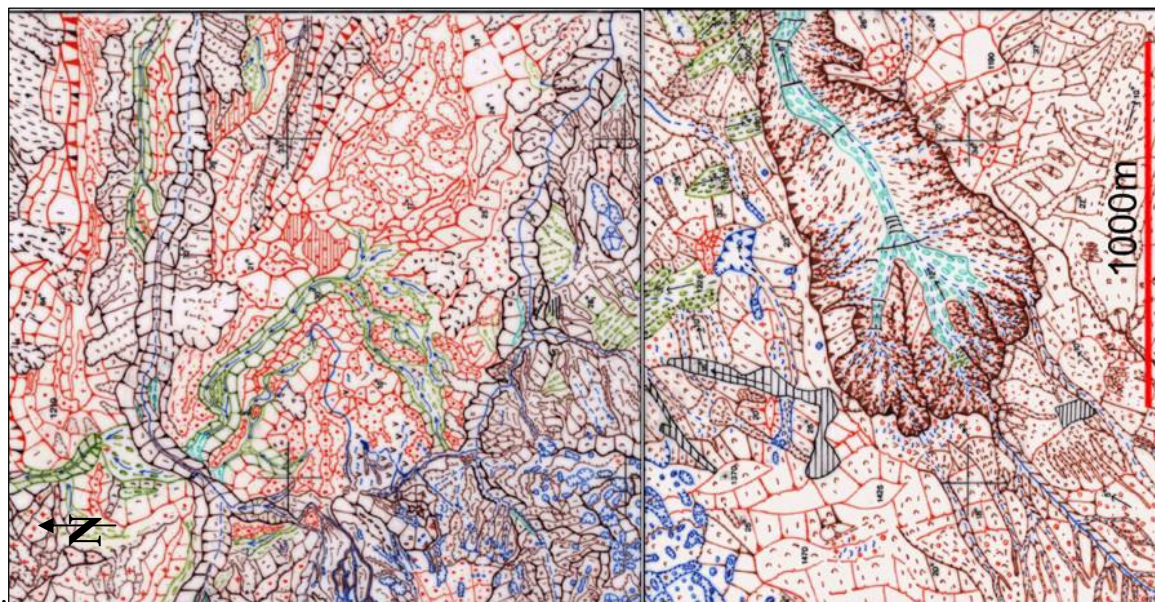


Abb. 3.8: Ausschnitt aus den Blättern Dünza-Tschengla, links, SEIJMONSBERGEN (1991), sowie Brand-Nord VAN NOORD & SEIJMONSBERGEN (1991). Verkl., Orig. M 1: 10 000. Die hier verwendete Legende differenziert Geländeformen nach deren Genese, die direkt mit der Reliefdarstellung verbunden wird. Folgende Prozessbereiche werden unterschieden: Glaziale, eisrandglaziale Prozesse: Rot, eisrandfluviale Prozesse: Olivgrün, Jüngere Schwemmfächer: Hellblau, Hangprozesse und fluvialer Prozessbereich: Braun, Karstformen sowie Hydrographie: Blau, anthropogene Veränderungen: Schwarz. Sedimente generell in punktierter Signatur.

Nach SIMONS (1985) und DE GRAAFF (1993) reagierten die Seitentalgletscher im Ill und Rheintal sehr empfindlich d. h. mit raschem Rückziehen bzw. mit Fluktuationen auf Klimaveränderungen

während die sie speisenden, unverhältnismäßig größeren, Haupttalgletscher relativ stabil waren. Dieses Wechselspiel führte den Autoren zu Folge zur Entstehung von schwemmfächerartigen Eisrandterrassen sowie von eisrandparallelen Trockentälern. DE GRAAFF (1989, zuletzt in Friebe [Hrsg], 2007) beschreibt diese Prozesse in seinem „Walgau Glaciation Model“, welches für Vorarlberg eine Akkumulations-, eine Konsolidierungs- und schließlich eine Abbau- und Erosionsphase vorsieht. In diesem Modell wird die unterschiedliche Genese von Tälern in Vorarlberg erläutert, wobei schematisch V-, U-, und mixed-type Täler differenziert werden. Mixed-type Täler überwiegen in Summe. V-förmige Täler sind fluvial entstanden und gerieten im Hochglazial unter das Eis des Haupttalgletschers d. h. sie vergletscherten nicht selbstständig. Dies führte zu einer Sedimentakkumulation am Beginn einer Vereisungsphase mit nachträglicher Überfahung durch den Gletscher. Dies wirkte sich nach DE GRAAFF (1993) eher konservierend als erodierend auf die Sedimente dieser Täler aus. Mixed-type Täler zeigen im oberen Bereich glaziale, relativ abgerundete, Prägung. Im unteren Bereich sind sie steil V-förmig eingetieft.

Durch die (beträchtlichen) prähochglazialen Ablagerungen der Seitentäler, die v. a. fluviale und fluviodeltatische und teils auch lakustrine Ablagerungen kombiniert mit Sedimentmaterial des Haupttalgletschers darstellen, ist das Aufbauen des Haupttalgletschers über mehrere hundert m Höhe ohne entwickelten Seitentalgletscher dokumentiert. Die Rückstauseen, welche diese fluvialen Ablagerungen z. B. im Gamperdonatal hinterließen, schoben sich nach DE GRAAFF durch den sprunghaften Aufbau und durch das Eindringen des Illgletschers immer weiter ins Seitental hinein und erreichten dabei immer größere Höhen (Bis 1000 m SH im Gamperdonatal), welches durch mehrere überlagernde Deltakörper dokumentiert ist. Vor allem durch die subglaziale Kompaktion und Verkittung kurz nach ihrer Ablagerung blieben diese Sedimente gut erhalten (DE GRAAFF, 1993). In Interglazialen und Interstadialen erfolgte eine tiefgreifende Erosion dieser klastischen Sedimente. DE GRAAFF (1993) weist auf „glaziofluviale Ablagerungen, dropstones, Toteissackungen und sonstige Eiskontakterscheinungen“ (S. 346) hin, welche die Staufunktion des Illgletschers belegen und verneint die Anwesenheit eines, wie von KELLER (1988) angenommen, erodierenden Illgletschers. Die Terrassen von Bürserberg-Boden sind nach DE GRAAFF (1993) Schüttungen des Alvier gegen den Eisrand des Illgletschers. Die scharfen Terrassengrenzen werden durch Kollapsvorgänge im Illgletscher und der damit verbundenen abrupten Absenkung des Eisrandes interpretiert. Dies ergibt schlechte Bedingungen für Verfestigungsprozesse. Nach DE GRAAFF zeigen diese Schwemmfächerterrassen interne Gradienten, vergleichbar mit dem Bürser Konglomerat. Diese waren gut einsichtig beim Bau einer Telefonleitung (DE GRAAFF, 2007, mdl. Mitt.). Weiters seien die Komponenten weniger grob und besser gerundet als

das Bürser Konglomerat. Die höchste Terrasse zeige jedoch eine abweichende Ausbildung in der Orientierung als auch in ihrer Entstehung. Sie wird im Sinne dieses Autors von einem überlagernden Schwemmfächer aufgebaut, der von einem ehemals aktiven channel, der Teile des Einzugsgebietes des Schesatobels entwässerte, Sedimentmaterial zugeführt bekam. Nach DE GRAAFF et al. (2002) liegt der Zeitpunkt der letzten glazialen Sedimentation im Untersuchungsgebiet schätzungsweise in der ältesten Dryas (13 600-13200 BP). Die rasche Verkittung von Sedimentmaterial und die damit beschleunigt ablaufende Breccien- bzw. Konglomeratbildung im Untersuchungsgebiet wird auf Karbonatübersättigung zurückgeführt, die bei der Vermischung von SO_4^{2-} und Ca^{2+} -reichen Quell- und Grundwässern, welche insb. von den Gips und Anhydrit-Horizonten der Raibler-Formation herrühren, mit karbonathaltigen Wässern entsteht (vgl. CAMMERAAT et al., 1987). Wie bereits erwähnt deutet DE GRAAFF (1993) die Lokalstadien in Vorarlberg als Rückschmelzstadien und nicht als Vorstöße der Lokalgletscher wie z. B. KELLER (1988). Der Brandnergletscher erreichte nach DE GRAAFF et al. (2002) nie die Umgebung Bürs bzw. den Ort Bürserberg sondern entwickelte sich spät, wurde vom Illgletscher weiter W gestaut und verschwand beim Abschmelzvorgang früher als der Illgletscher.

Nach HANTKE (1980) vereinigte sich der Brandnergletscher im Bludenzer Stadium mit dem auf 700 m Höhe liegenden Illgletscher und überfuhr im Zuge dieses Vorgangs seinen eigenen, dem Bürser Konglomerat aufliegenden, Sander.

OBERHAUSER & SCHMIDEGG (In HEISSEL et al., 1967) weisen den Bereich Bürserberg/Boden als "älteren Schwemmfächer vom Bürserberg" aus. Weiters wird ein Überblick über die Eisrandterrassen, Moränenwälle, Schwemmfächer, Schuttfächer, Toteislöcher, Gipsdolenen und kristallinen Erratika gegeben.

KELLER (1988) führte quartärgeologische Kartierungen im Bereich Bürserberg durch und unterschied mehrere Lokalstadien. So differenziert er Dunza-, Tschengla- und Zwischenbäch-Eisstände sowie das jüngere Bürserberg Stadium.

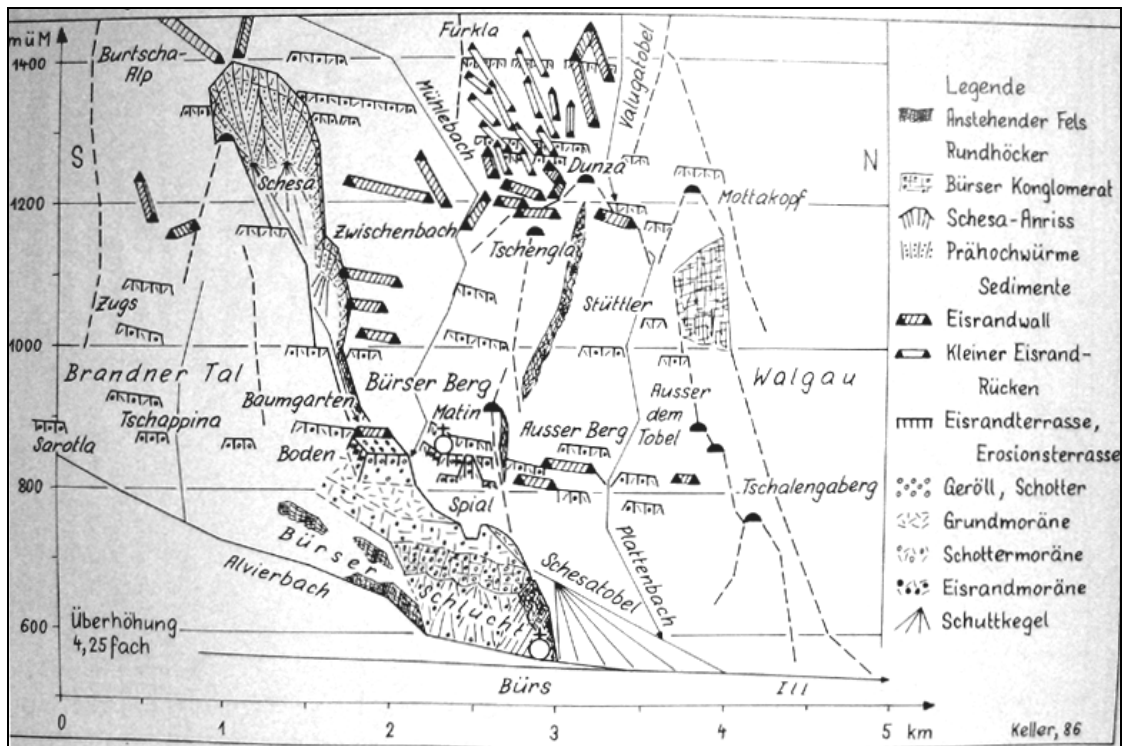


Abb. 3.9: Ansichtprofil der Westseite der Mündung des Brandnertales in den Walgau. Aus KELLER (1988), verkleinert.

Das „Plateau“ Tschengla-Ronaalpe-Dunza wird als Konfluenzbereich von Illgletscher, Brandnergletscher bzw. Furklagletscher (Lokaler Gletscherlappen) beschrieben. Die N-S orientierten Wallformen werden als Bildungen des Illgletschers aufgefaßt, die W-E orientierten, von der Furkla herabziehenden Wallformen, dem lokalen „Furklaeis“ zugeschrieben. Insgesamt ergäbe sich aus diesen verschieden orientierten Geländeformen ein diffizil aufzulösendes Bild. KELLER legt die Gewichtung im Raum Bürserberg, wie auch H. BERTLE (1999) anmerkt, stark auf die Lokalgletscher. Weiters werden aus Kalk, Dolomit sowie aus kristallinen Silvretta Komponenten aufgebaute, topografisch höhere Konglomeratvorkommen im Bereich der Furklaalpe auf 1700 m SH beschrieben, welche als karbonatisch verkittete, eisrandnahe Murgänge oder „debris flows“ angesehen werden.

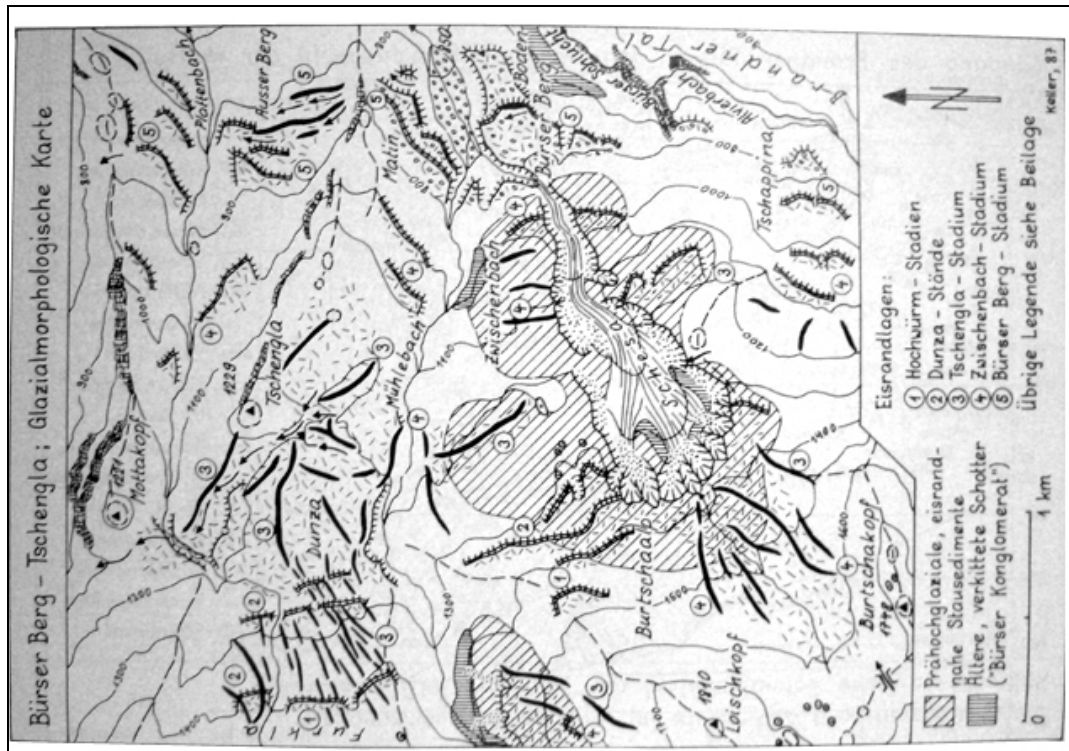


Abb. 3.10: Glazialmorphologische Karte Bürserberg-Tschengla. Aus KELLER (1988), verkleinert.

Den Bereich Spial beschreibt KELLER (1988) folgendermaßen: Die 750 m Terrasse bzw. Geländekante wird von Bürser Konglomerat aufgebaut. Der gesamte Bereich wird als mit spätglazial abgesetzter Silvretta-Blockstreu des Illgletschers überdeckt charakterisiert. Insgesamt seien bis auf Eisrandrinnenrelikte keine Hinweise auf ein etappenhaftes Rückschmelzen vorhanden.

KRASSER (1955) gibt die maximale Höhenlage für kristalline Illgletscher-Erratika im Bereich des Untersuchungsgebietes mit 1450 m SH an und beschreibt einen späteiszeitlichen (Gschnitzzeitlichen) Lokalgletschervorstoß in diesem Bereich über die Ronna hinaus in Richtung Bürserberg. Weiters betont er die Stau- bzw. „Abdrängwirkung“ des Illeises auf die(sen) lokalen Gletscher.

MÖLK (1996) führte Detailkartierungen im Oberlauf des Schesabachs und des Mühlebachs durch und weist speziell auf die Konglomeratvorkommen im Mühlebach hin, die eine entscheidende Rolle in dessen Genese spiel(t)en. Die Verkitzung dieser Konglomerate laufe in der erwähnten Mischwasserzone von Gips und Karbonatgesteinswässern ab (Erhöhte Karbonatausfällung, vgl. auch CAMMERRAAT et. al., 1987). Da die Konglomerate vermehrt aus Lokalkomponenten zusammengesetzt sind, sind sie nach MÖLK selbst verkarstungsfähig. Siebanalysen von Schesabach und Mühlebach ergaben einen leicht erhöhten Feinkornanteil im Bereich der Schesa. Der Grobkornanteil betrug generell über 54%. Im Bereich oberhalb der Matinbrücke (Mühlebach-Unterlauf) weist MÖLK auf Translationsrutschungen hin, welche topografisch oberhalb von rezenten Uferanbrüchen überdeckt werden. Den Mittellauf des Mühlebachs interpretiert MÖLK als

eine Art „Bruchkesselentwicklung“. Die Quellen im rechtsufrigen Bereich könnten nach Ansicht dieses Autors womöglich vom Tüfloch (GK28:-43307/222681) gespeist werden. In Richtung Tschenglastraße weist MÖLK darauf hin, dass eine weitere Eintiefung des Mühlebachs vom anstehenden Gestein „abgefedert“ wird. Weiters wird die enorme Bedeutung der Raibler Gipse im hydrogeologischen Zusammenhang betont. Außerdem vermutet MÖLK bei einer Erosionsrinne, die vom Bereich Maisäßwald (etwa GK28:-44543/223007) zum Mühlebach hin entwässert, einen niedrigeren Bergwasserspiegel, was auf die rasche Entwässerung der Gipskarste zurückgeführt wird. Im Gegensatz dazu stehe die eher stauende Arosa Zone, welche einen höheren Bergwasserspiegel weiter SW (in Richtung Loischkopf) bewirke. Darüber hinaus weist MÖLK auf eine analoge Genese der (Bruch-)Kessel von Mühlebach und Schesatobel hin.

VAN NOORD (1996) differenziert im Bereich Zwischenbäch (von 1020 bis 1225 m Höhe) insgesamt 8 Terrassen, wobei die unteren 5 SE und die oberen 3 NW Orientierung zeigen. PENCK&BRÜCKNER (1909) erwähnen Illgletscher-Ufermoränen bei Bürserberg, die sich bis über 1400 m SH verfolgen lassen und rechnen diese zum Bühl-Stadium.

RICHTER (1978) erwähnt, dass Bürs auf einem Bachschuttkegel des Alvier liegt. Auf der Straße in Richtung Bürserberg (Bürserberg-Boden) werden postglaziale Sande und Schotter notiert.

SEIJMONSBERGEN (1991,1992) und VAN NOORD (1996) führten detailreiche geomorphologische Kartierungen im Bereich Bürserberg durch. Die daraus resultierenden Kartenblätter (Blatt Dünza-Tschengla, Blatt Brand Nord, Blatt Bürserberg-Lorüns) decken die Geomorphologie des Untersuchungsgebietes zu einem großen Teil (ausgenommen ist der E Teil: das Gebiet um Außerberg bis Fürkele sowie der Großteil des Gebiets Spial) im Maßstab 1:10 000 ab. Im Bereich obere Ronna, Dunza und Brünnen werden aber m.E. die Verkarstungsprozesse zu stark hervorgehoben und die Hangprozesse überstrapaziert und daher z. B. Lokalmoränen nicht als solche ausgewiesen.

SEIJMONSBERGEN (1992) skizziert die Geomorphologie im Bereich Tschengla und Ronaalpe grundsätzlich als subhorizontale Flächen, die reich an quartären Ablagerungen sind und deren Felsuntergrund die Raibler-Formation bildet. Er weist auf die durch viele Rücken, Noppen und verstreuten erratischen Blöcke gekennzeichnete Morphologie hin und beschreibt deren Genese allgemein als glazial erodiert. Die großen erratischen Gneisblöcke seien durch den zurückweichenden Illgletscher abgelagert worden, welcher den Raum des abschmelzenden Brandnergletschers einnahm. Erratische Blöcke kristalliner Natur kommen nach SEIJMONSBERGEN (1992) bis zu einer Höhe von 1485 m vor. Auf Verkarstungserscheinungen oberhalb der Ronna wird hingewiesen. Die ursprüngliche Lage der Moränenwälle sei auf Grund der noch andauernden Lösungsvorgänge im unterlagernden Raibler Gips und damit verbundenen kleinräumigen Gleitungs-

vorgängen und Einbrüchen von Karsthohlräumen teils verwischt. In diesem Zusammenhang werden die Wallformen oberhalb der Ronaalpe, die von KELLER (1988) als lokale Vorstöße interpretiert werden, angezweifelt, da diese durch die Verkarstungsprozesse verschleiert worden seien (SEIJMONSBERGEN, 1992).

SIMONS (1985) beschreibt im Bereich Tschengla eine Eintiefung zwischen 2 Rücken, von denen einer WNW-ESE, der andere erhöhte ENE-WSW verläuft. Die Morphologie dieser Depression wird als von zahlreichen Unebenheiten und erratischer Blockstreu geprägt, beschrieben. Bei der Genese dieser Geländeformen legt sich SIMONS nicht eindeutig fest und zieht neben glazialen Prozessen auch Lösungsvorgänge im verkarstungsfähigen Untergrund als Reliefbildner in Betracht. Ein vernässtes Tal aus SW mit Erratika wird notiert und vermutet, dass hier wahrscheinlich das feinklastischere Sediment ausgespült wurde. SIMONS erwähnt die Verfüllung des N-Endes der Schmelzwasserrinne auf der unteren Ronaalpe durch einen Schwemmfächer des Plattenbachs und den Schwemmfächer bzw. Durchgang N und NW des Plattenbachs, der für diesen im Spätglazial ein Ausweg in den schon eisfreien Teil des Illtals war, als Eis und Schuttmaterial noch den heutigen Einschnitt verwehrte. In diesem Bereich wird auch eine etwas höher gelegene Schwemmfächerterrasse, die auf einen Taltorso SSW des Mottakopfes anschließt, notiert. Außerdem erwähnt SIMONS Terrassenreste entlang des Plattenbachs und zahlreiche Findlinge. Die Genese dieser Geländeformen vermutet SIMONS in bestimmten Gletscherniveaus. Der Mühlebach könnte nach SIMONS als Schuttlieferant ebenfalls eine Rolle gespielt haben, da dieser durch Eisbedeckung nach NW abgelenkt wurde. Bändertone werden S des Schwabenhauses entlang des Mühlebachs auf ca. 1150 m SH und ca. 100 m NW des Gasthofes Schillerkopfs auf ca. 1160 m SH erwähnt, die auf die Existenz lokaler Seen schließen lassen, deren Entstehung jedoch nach SIMONS nicht durch Eisstauung zu erklären ist (!). Weiters finden bei SIMONS geschichtete Lockersedimente bei Fürkele (690 m SH), entlang des Mühlebachs (zw. 940 und 960 m SH), 150-200 m NW des Gasthofes Schillerkopfes (ca. 1160 m SH), W des Schwabenhauses (1210 m SH) m SH sowie 150 m NW der Hinterwand des Schesabruckkessels (1340 m SH) Erwähnung. Sie seien eher isoliert und durch kleinräumige, kurz existierende, glaziale Stauseen zu erklären. Das Relief bei Außerberg wird mit slumping Prozessen in Verbindung gebracht. Die Terrassen bei Bürserberg-Boden werden als vom Alvier an den Illeisrand deponierte Schwemmfächer interpretiert.



Abb. 3.11: SchesabruCHKesselwand unterhalb der Burtschaalpe vom Bereich E der St. Martin Rutschung aus fotografiert: Blick nach W. Im Hintergrund der Loischkopf. Deutlich erkennbar die ca. nach ESE einfallende Schichtung des Sedimentstapels.

Der ca. 80 ha große SchesabruCHKessel ist im SW des Untersuchungsgebietes gelegen. Oft wurden intensive Holzschlägerungen im Jahr 1796 sowie die Bringung des Holzes als Auslöser für die verheerenden Murgänge ab dem Jahr 1802 angesehen. Den Holzschlägerungen soll ein Streit der Gemeinden Bürs und Bürserberg vorangegangen sein (vgl. z.B.: PRUCKER, 1976, AULITZKY, 1994). Nach 1802 folgten weitere verheerende Murgänge, die auch das Bürser Außerfeld verwüsteten und den Verlauf der Ill änderten, wodurch auch die andere Talseite in Mitleidenschaft gezogen wurde. Weiters brach die Schesa auf Grund von Verklausungen mehrmals, z. B. im Bereich Baumgarten sowie bei Matin, aus (vgl. z.B. ANGERER, 1997, H. BERTLE, 1999, PRUCKER, 1976, PIRKL 2003, SALZMANN, 1993).

H. BERTLE (1999) bezweifelt die Holzschlägerungen als Ursache der Murgänge („Waldfrevelmythos“) und führt den Einbruch eines Gipskarstes („Gipsstoppelmodell“) im Bereich der heutigen Brenner-Brücke als Grund an. Auf Grund historischer Karten wird angenommen, dass die Bewaldung im Bereich untere Burtschamähder generell gering gewesen ist. Palynologische Untersuchungen sowie aufgefundene Rodungsanzeiger am Niedermoor im Bereich des Bruchkesselrandes (untere Burtschaalpe) zeigen außerdem, dass Rodungen bereits in der Bronzezeit (~3000 Jahre BP) durchgeführt wurden und somit keinen nennenswerten Einfluss auf die Hangstabilität hatten (H. BERTLE, 1999). Die Holzschlägerungen könnten freilich ein zusätzlicher, möglicherweise beschleunigender Faktor gewesen sein.

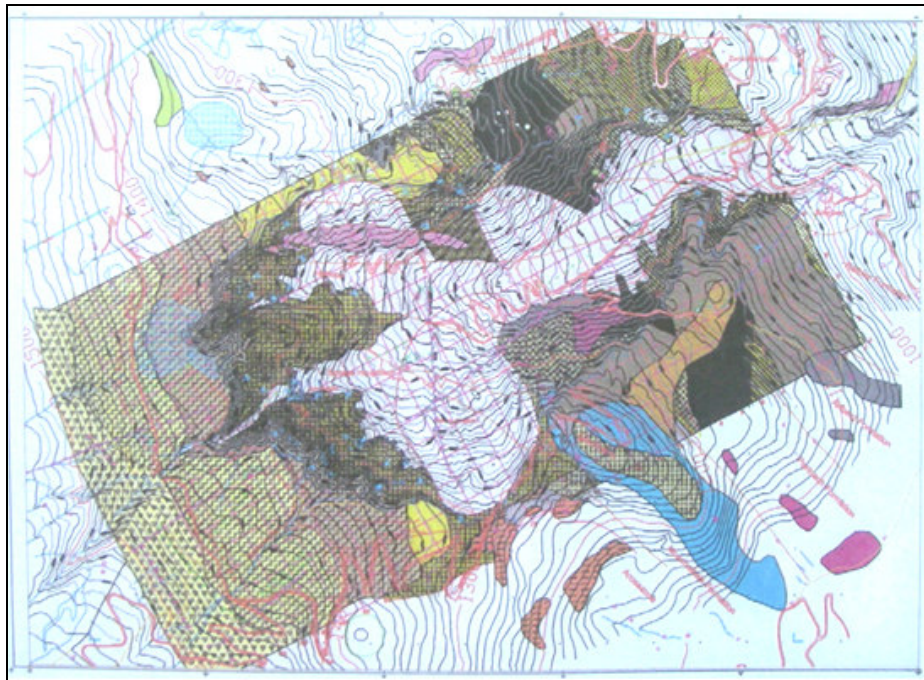


Abb. 3.12.: Festgesteinsuntergrund des Schesabruckkessels. Nach H. BERTLE (1998, 1999), aus PIRKL (2003).

Die unverfestigten, teils konglomerierten bzw. zementierten Eisrandsedimente des Schesatobels erreichen eine maximale Mächtigkeit von 200 m und werden von Raibler-Formation, Arlberg-Formation, Hauptdolomit, Partnach-Formation, alpinem Muschelkalk sowie von Gesteinen der

Arosa Zone unterlagert. Die Lockersedimente sind in eine vorerodierte wannenartige Hohlform zwischen Ilmkopf, Gaschierakopf, Daleu und Loischkopf geschüttet worden (vgl. H. BERTLE, 1999, VAN NOORD, 1996, HEISSEL et al., 1967, OBERHAUSER, 2007, PIRKL, 2003, SALZMANN, 1993, Anlage E).

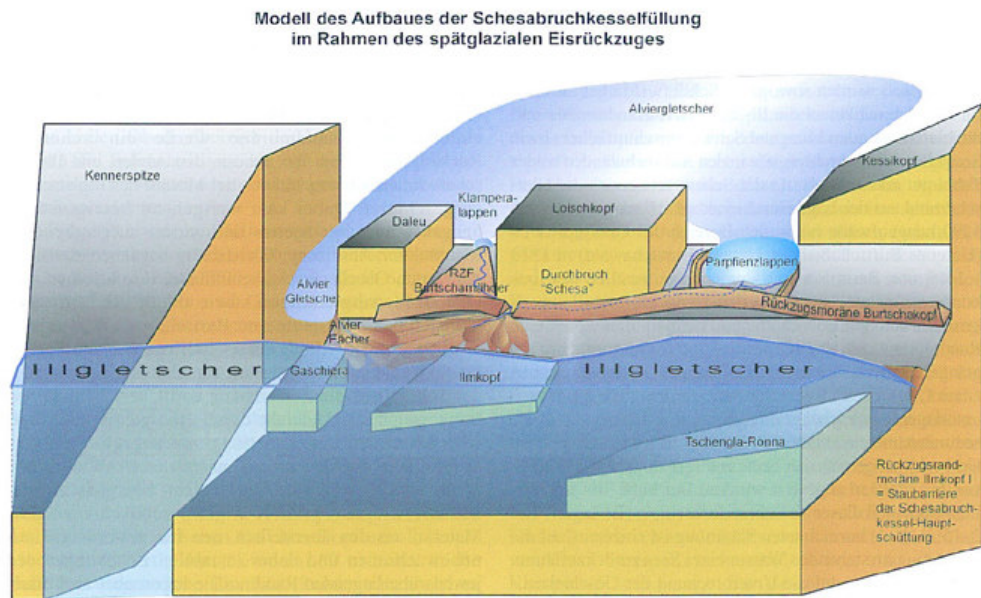


Abb. 3.13: Schematisches Gletscherrückzugsmodell zur Zeit des Ilmgletscherstandes „Ilmkopf 1“ im Bereich SchesabruCHKessel. Aus H. BERTLE (1999), verkleinert.

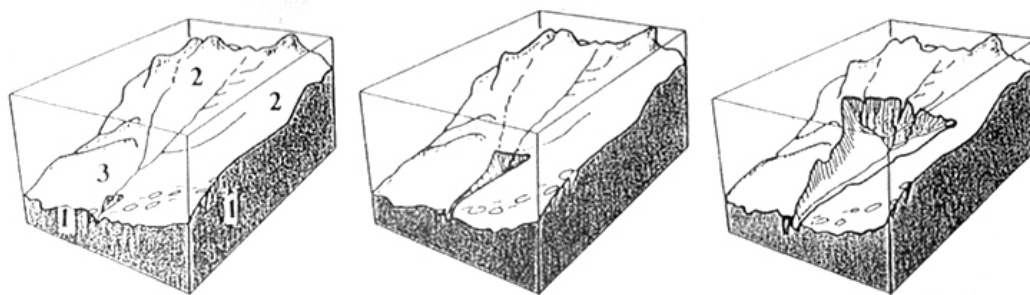


Abb. 3.14: Modell der SchesabruCHKesseltstehung nach ÜBLAGGER. Langfristige Ursache ist der den Hangfuß unterlagernde Gips (1), mittelfristig hat die Verschlechterung des Waldzustandes (2) und die Entwaldung (3) beigetragen. Kurzfristiger Auslöser war ein meteorologisches Ereignis. Später erfolgte eine Ausweitung des Bruchkessels durch zahlreiche weitere verheerende Murgänge. Aus ANGERER (1997).

Der SchesabruCHKessel wurde in den vergangenen Jahrzehnten insb. im Hinblick auf das Georisko detaillierten (hydro-)geologischen, geophysikalischen, geomorphologischen und petrographischen Untersuchungen unterzogen (vgl. AULITZKY, 1994, H. BERTLE, 1999, PIRKL, 2003, SALZMANN, 1993). Im Zuge dieser Untersuchungen wurden geophysikalische Methoden wie Geoelektrik und Seismik angewandt sowie Bohrungen abgeteuft und Schürfe durchgeführt. Diese

Untersuchungen lieferten detailreiche Informationen über die Lagerungsverhältnisse der Lockersedimente sowie über den Festgesteinsuntergrund. Durch ^{14}C -Datierungen in den Bruchkesselsedimenten und eine angetroffene Wechselfolge von Grundmoräne und Interstadialsedimenten konnte eine mehrmalige Ausräumung/Wiederauffüllung in vorangegangenen Interstadialen/Stadialen der Würmeiszeit ohne menschliches Zutun festgestellt werden. Der heutige Bruchkessel stellt dabei den 3. Zyklus dar (H. BERTLE, 1999, PIRKL, 2003). Der Bruchkessel wurde so mindestens 3 Mal (etwa 39 500/35 200 Jahre v.h., 21 100 Jahre v.h. und 1796) ausgeräumt und anschließend, während der Gletschervorstöße und Rückschmelzphasen, wieder mit Sedimentmaterial aufgefüllt (H. BERTLE (in FRIEBE [Hrsg.], 2007)).

Die Lockersedimentfüllung der Schesatobelnische ist in einem komplexen Wechselspiel aus Randmoränen des Illgletschers und Schüttungen der Schmelzwässer und Gerinne, besonders des Mühlebachs sowie der Schesa, gegen den Eisrand bzw. in den vom Illgletscher aufgestauten See bei dessen Rückzug zu suchen. Dies bedingt die komplexe Verzahnung von Moränenmaterial, Schwemmfächerschüttungen, feinkörnigeren Beckensedimenten und ähnlichen Faziesbereichen. Der Großteil der Lockergesteine wurde im Spätglazial abgesetzt. Die Sedimente zeigen eine nach ESE geneigte Schichtung. Die obere Partie des Sedimentstapels ist eine feinkörnige randglaziale Bildung mit eingelagerten großen Blöcken, die beim letzten Vorstoß des Illgletschers sedimentiert wurde. Relikte früherer Auffüllungen, in Form von konglomerierten Eisrandschottern gepaart mit Moräne sind im unteren Bereich der Bruchkesselwand anhand von Holzresten und Mammutzähnen identifiziert und datiert worden. Ab der Brennerbrücke dominieren die spätglazialen Rückzugsstände verzahnt mit Murablagerungen (H. BERTLE, in FRIEBE [Hrsg.], 2007).

H. BERTLE (1999) unterscheidet von 2000 bis auf 620 m SH insgesamt 13 Rückschmelzstadien des Illgletschers: Auf den nicht linearen Rückschmelzvorgang des Illgletschers deuten bereits Geländeformen im Gipfelbereich des Daleu und des Loischkopfes hin. Haltestadien werden auf 1510-1460 m SH erkannt, die durch Moränenmaterial und Sander auf der Burtschaalpe markiert werden und vom Klampera- bzw. Parpfienzlappen geschüttet wurden. Diese Geländeformen sind bis in den Bereich Brünnen korrelierbar. Im Bereich 1290-1270 m SH (Stand „Ilmkopf 1“) weist H. BERTLE auf Geländeformen hin, welche vom St. Martin bis zum Schwammwald korreliert werden können und bezeichnet diese als hpts. murgangartige Schüttungen vom Mühlebachbereich in einen Eisrandsee. Im Weissbad/Koblach Stadial rückten nach H. BERTLE die Gletscher bis auf ~1400 m SH vor und sedimentierten auf die älteren Murschutfächer. Weiters wurde durch den Gletschervorstoß ein See gestaut, in dem die hpts. feinkörnige, bis 30 m mächtige, sog. Schesadeckschicht geschüttet wurde. Als Stand „Ilmkopf 2“ werden Eisrandfächer auf 1250-1230 m

SH bezeichnet und mit Wallformen im Bereich Ronaalpe bzw. Mottakopf korreliert. Als „Gaschiera 1“ wird ein weiterer Halt auf 1180-1190 m SH notiert und wiederum mit Geländeformen auf der Ronaalpe verbunden, wo der Mühlebach Hauptschuttlieferant war und bei Vilschena unter das Illeis entwässerte. Diesen Durchgang parallel dem Illeisrand benützte zeitweilig auch die Schesa. Als „Gaschiera 2“ wird ein längerer Halt auf 1120-1080 m SH bezeichnet. Der darauffolgende Zwischenbäch-Halt mit Wällen auf 1050-1030 m SH wird über die Tschengla bis Stüttler korreliert und aus aufgearbeitetem Material der überlagernden Rückzugsablagerungen aufgebaut. Diese Rückzugssedimente wurden jeweils durch Gerinne mit groben Übergusschichten überdeckt. Als weitere Halte werden „Brenner“ auf 1000-980 m SH, der sich bereits mit Murablagerungen bzw. mit früheren Schesausbrüchen verzahnt, sowie die untersten Rückzugshalte Bomgart–Boden, Mattabühel, Außerberg, Bargs, und Gstenna genannt (H. BERTLE, 1999).

Nach VAN NOORD (1996) repräsentieren die Ablagerungen des Schesatobels Sedimente des Kontaktbereichs von Brandnergletscher und Illgletscher. Der Brandnergletscher überfloss den Daleu und den Loischkopf ostwärts und stieß auf den, die Depression zwischen Daleu, Gaschierakopf, Ilmkopf und Loischkopf einnehmenden, Illgletscher. Neben fluvialen und lakustrinen Sedimenten sind in den Sedimenten des Schesatobels nach VAN NOORD auch subglaziale Tills und Ablationssablagerungen vorhanden. Weiters wird auf bis zu 5 m im Durchmesser große Gneis-Erratika hingewiesen. VAN NOORD (1996) erwähnt außerdem Konglomerate im oberen Bereich des Schesatobel-Sedimentstapels und vergleicht diese mit denen des Gamperdonatals und mit jenen von Bürs. Die gute Verkittung der Sedimente besonders im unteren Bereich des Schichtstapels wird auf besonders Sulfat und karbonathältige Karstwässer (Sulfat und Karbonatübersättigung) der Raibler-Formation zurückgeführt.

Für eine umfassende geologisch-geomorphologische Darstellung des Schesabruchkessels und eine Gesamtschau sei auf H. BERTLE (1999) und PIRKL (2003) verwiesen. Nach und nach wurden bauliche Maßnahmen zur Sanierung umgesetzt die bis heute andauern. Die Gefahr von großen Murabgängen besteht weiterhin. Darüber hinaus stellen möglicherweise abrutschende Schollen der Arosa Zone im Bereich untere Burtscha Mähder ein weiteres Gefahrenpotential dar. Weiters besteht die Gefahr der Bruchkesselausweitung bis in den Gipskarst des Mooswaldes (H. BERTLE, 1999). Die große Rutschung beim St. Martin (3. August 1966) wurde durch (unterschneidende) Hangwässer ausgelöst, die entlang der Festgesteinsoberfläche zur Schesa abrinnen (SALZMANN, 1993). Neuerdings dient der Schesabruchkessel auch als Experimentierfeld für die Abschätzung der Intensität bzw. des Gefahrenpotentials von Muren.

3.3 Das geomorphologische Kartierungssystem

Für die Durchführung einer geomorphologischen Kartierung existieren zahlreiche Kartierungssysteme. GUSTAVSSON et al. (2006) geben einen Überblick bzw. eine Kritik der wichtigsten geomorphologischen Legenden.

Im Laufe der Kartierung zeigte sich, dass eine flächenhafte Ausweisung der Prozessbereiche durch Polygone, wie sie z. B. im deutschen GMK 25 System angewendet wird (vgl. z. B. BARSCH [Hrsg.], 1987), in diesem Gebiet und insb. im Maßstab 1:5000 nicht sinnvoll ist. Dies deshalb, weil sich manche Prozessbereiche nicht exakt abgrenzen lassen oder sich in der Karte überlagern würden. Weiters würde man sich teilweise auf eine etwas unsichere Interpretation festlegen. Auch das niederländische geomorphologische Kartierungssystem für den Maßstab 1:10 000 (vgl. DE JONG&RUPKE, 1983) und z. B. im in Abb. 3.8 wiedergegebenen Kartenblatt „Dünza-Tschengla“ (SEIJMONSBERGEN, 1991) eingesetzt, sollte für den Maßstab 1:5000 und für das hier untersuchte Gebiet etwas adaptiert werden, da eine eindeutige Zuordnung zu einem Prozessbereich oft nicht möglich ist. Hier muss man zwangsläufig verallgemeinern um zu einem vollständigen Kartenbild zu gelangen. VAN ASSELEN&SEIJMONSBERGEN (2006) versuchen neuerdings eine Geländeform „halb-automatisch“ auf Grund von Parametern, welche aus einem Laserscanning Höhenmodell abgeleitet wurden, geomorphologisch einzustufen. Hierbei erzielten sie teils beachtliche Ergebnisse.

Bei der vorliegenden geomorphologischen Kartierung (Anlagen D, F, G) wurde eine abgewandelte, farbige, Version der Legende für geomorphologische Kartierungen in Hochgebirgen (GMK Hochgebirge, KNEISEL et al., 1998) angewendet, in die Teile der Legende von DE JONG&RUPKE (1983) übernommen wurden. Da in der GMK Hochgebirge weniger die Genese der geomorphologischen Formen als die aktuelle Morphodynamik im Vordergrund steht, d. h. dass sie einen weniger interpretativen Charakter bezüglich der Geländeformen besitzt, wurde diesem Kartierungssystem der Vorzug gegeben. Dieses ist auch für Kartierungen im Maßstab 1:5000 geeignet (KNEISEL et al., 1998). Durch die Ausweisung von z. B. „Schurfrinnen, Schmelzwasserrinnen bzw. Trockentäler“ ist jedoch ein gewisser interpretativer Ansatz gegeben, der impliziert, dass die Rinne mehrheitlich durch die Erosion eines Gletschers bzw. durch dessen Schmelzwässer entstanden ist. Diese Ansätze sind teilweise analog dem niederländischen System.

Die Topographie wird durch eine in grau gehaltene Isohypsenkarte dargestellt. In diesem Fall wurden, auch um die Leserlichkeit zu gewährleisten, 20 m Isohypsen gewählt. Auf die Angabe

von Hangneigungen wurde, wie in der GMK Hochgebirge vorgeschlagen, verzichtet, da diese ohnehin rasch aus dem DHM errechnet werden können. Weiters sollten v. a. markante Geländeformen in der Morphometrie berücksichtigt werden. Täler mit U und V-Form wurden unterschieden. Geländekanten, welche durch Erosionsprozesse entstanden sind oder an denen rezent Hangprozesse bzw. fluviale Erosionsprozesse stattfinden, wurden in 2 Klassen unterteilt ($>45^\circ$ Neigung, $<45^\circ$ Neigung) und in brauner Farbe ausgewiesen.

Mit Farben wurde sparsam umgegangen, da eine zu große Farbvielfalt schnell zu Beeinträchtigungen der Leserlichkeit führt. Um die aktuelle Morphodynamik bzw. die geomorphologischen Prozesse hervorzuheben wurde diese in roter Farbe, wie dies in der GMK Hochgebirge vorgeschlagen wird, ausgewiesen.

Die Legende der Verteilung der erratischen Blöcke (Anlage C) wurde der Fragestellung entsprechend gestaltet. Erratika wurden zunächst petrographisch unterschieden. Es wurden erratische Blöcke bestehend aus Gneis, alpinem Verrucano, Kalk, Dolomit, Arosa Zone, Bürser Konglomerat sowie Raibler Rauhwacke differenziert und in Größenklassen untergliedert. Gneise, Verrucano und Kalke wurden in 3 Größenklassen ($<1\text{m}$, $1\text{-}2\text{m}$, $>2\text{m}$ größte Kantenlänge) unterteilt. Dolomite und Arosa Zone wurden in 2 Größenklassen ($>1\text{m}$, $<1\text{m}$ größte Kantenlänge) untergliedert. Bürser Konglomerat wurde mit der Größenklasse $>1\text{m}$, Blöcke von Raibler Rauhwacke mit der Größenklasse $<1\text{m}$ ausgewiesen. Im Zuge der Geländebegehung hat es sich als vorteilhaft erwiesen die größte Kantenlänge der erratischen Blöcke zu messen bzw. abzuschätzen. RUPKE&DE JONG (1983) differenzieren Erratika nach Volumen und bezeichnen als „large erratics“ Blöcke von über $\frac{1}{2}\text{m}^3$ - Diese Größenordnung entspricht etwa der hier ausgewiesenen $1\text{-}2\text{m}$ Größenklasse, da die erratischen Blöcke im Untersuchungsgebiet oft einen würfel- bis quaderförmigen Habitus aufweisen.

Die Gneis-Erratika und die Findlinge, welche aus alpinem Verrucano bestehen, werden, da sie vornehmlich durch den Illgletscher über größere Distanzen transportiert wurden, als Fernerratika bezeichnet, Findlinge bestehend aus Kalk, Dolomit, Arosa Zone, Bürser Konglomerat und Raibler Rauhwacke als Lokalerratika, da diese hpts. aus der näheren Umgebung vom lokalen Alviergletscher und dessen Eislapen transportiert wurden (vgl. KELLER, 1988).

Anthropogen veränderte Erratika wurden gesondert dargestellt. Diese Gruppe umfasst alle ausgegrabenen, aufgestellten bzw. aufgeschichteten oder neu herantransportierten erratischen Blöcke. Dazu gehören z. B. Lesesteinhaufen, Lesesteinmauern und Wegmarkierungen. Auch die Erratika

der „Steinkreise“ bzw. „Steinreihen“ werden zu dieser Gruppe gerechnet. Petrographisch handelt es sich bei diesen i. W. um Gneise bzw. Flasergneise. Alpiner Verrucano ist auf der mittleren Ronna inkludiert. Eine Differenzierung wurde jedoch nicht vorgenommen.

Nachfolgend (Kap. 3.3.1 - 3.3.3, 3.3.5) werden die Elemente der Legende von Anlage D besprochen und auf deren Verbreitung im Untersuchungsgebiet eingegangen. Der Besprechung der Lockergesteine gehen die Erläuterungen zur Verteilung der erratischen Blöcke (Anlage C) voran (Kap. 3.3.4).

3.3.1 Anthropogene Formen

In grauer Farbe wurden sämtliche anthropogene Formen ausgewiesen. Diese Gruppe umfasst die Infrastruktur, ehemalige Infrastruktur, Verbauung, ehemalige Verbauung, sowie anthropogen verändertes Gelände. Außerdem werden, wie bereits erwähnt, die Skipisten jährlich von Lesesteinen „gesäubert“. Diese werden dabei händisch in angrenzende Waldareale verfrachtet. An ehemaligen Kiesabbau lokalitäten ist insb. Außerberg zu erwähnen. Historische, heute überwachsene Wegmarkierungen aus erratischen Gneisblöcken finden sich SE der mittleren Ronna. Weiters sind Lesesteinhäufen und Lesesteinmauern im Untersuchungsgebiet zu erwähnen, welche meist aus kleineren kristallinen Erratika bestehen.

3.3.2 Hydrographie

Die Hydrographie wurde in blauer Farbe ausgewiesen. Es werden Gerinne, periodische Gerinne, Teiche, Quellaustritte, vernässte Stellen sowie Versickerungsbereiche dargestellt. Es sei besonders auf die Quellaustritte im Bereich Mottawald auf 1000 m SH (GK28:-43495/224342 sowie GK28:-43382/224312) und im Bereich Kürstwald auf 990 m SH (GK28:-42679/223924) hingewiesen. Diese könnten auf lithologische Wechsel innerhalb der Raibler-Formation oder der Lockersedimentüberdeckung hindeuten. Der Quellaustritt im Kürstwald liegt etwa am Ende des ausgedehnten Schuttfächers bestehend aus Raibler Kalken und Rauhacken. Beim Mottawald treten Wässer aus sandig/kiesigem Moränenmaterial aus und führen hier lokal zu fluvialen Überprägungen bzw. zu einer Sortierung sowie zur Bildung von Abrissnischen mit kleinräumigen Murgängen.

Erwähnenswerte Quellaustritte finden sich weiters in einer Kiesterrasse bei Zwischenbäch auf 1280 m SH (GK28:-43911/223226). Diese Kiese sind höchstwahrscheinlich von Raibler Gips unterlagert. Die Quellaustritte sind hier sehr wahrscheinlich hauptverantwortlich für den Abriss bzw. die Schuttströme. Etwas unterhalb von Fürkele auf 690 m SH (GK28:-41172/224781) ist ein kleineres Gerinne zu erwähnen, welches etwa auf 655 m SH (GK28:-40985/224729) versickert. Im Bereich des Schesatobel-Schwemmfächers ist bei Spial ein Quellaustritt auf 720 m SH (GK28:-41479/223541) sowie ein Gerinne auf 763 m SH (GK28:-41523/223215) zu notieren. Das Moor im Hangfußbereich bei Außerberg auf etwa 840 m SH (GK28:-42099/223771), das als Biotop ausgewiesen ist, wurde ebenfalls in der Karte eingezeichnet (vgl. HAGSPIEL et al., 2008). Der Quellschizont im Bereich des Mühlebach-Mittellaufes wurde aus MÖLK (1996) übernommen. Für die weiteren Details sei auf die geomorphologischen Karten (Anlagen D, F, G) verwiesen.

3.3.3 Geomorphologische Prozesse

Geomorphologische Prozesse sind oft nur sehr schwer voneinander abzugrenzen. Oft greifen die Prozesse ineinander. Folgende geomorphologische Prozesse wurden bei dieser Kartierung unterschieden:

- Rutschungen
- Steinschlag
- Bodenkriechen
- Materialabtrag i. A., Vermurungen
- Zerrspalten

Unter Rutschungen werden gravitativ bedingte Hangbewegungen instabil gewordener Gesteins- bzw. Bodenkörper verstanden, die durch Wasser begünstigt und durch ein Ungleichgewicht im Hang ausgelöst werden. Als Steinschlag wird generell das Abstürzen von Gesteinsmaterial bezeichnet, das in der Felswand instabil geworden ist (STAHR&HARTMANN, 1999). Durch Steinschlag bzw. Blocksturz kommt es zur Bildung von Schutthalden oder Schuttfächer. Der Absturz des Materials von der Abrisskante geschieht unregelmäßig und ist oft durch besondere Witterungsverhältnisse ausgelöst. Meist geschieht der Absturz entlang vorgezeichneter Steinschlagrin-

nen (LOUIS&FISCHER, 1979).

Unter Bodenkriechen wird meist sehr langsames, hangabwärts gerichtetes, gravitativ bedingtes, Kriechen von durchnässten, oft geringmächtigen, Böden verstanden. Bodenkriechen kann z. B. durch den sog. Knie- bzw. Säbelwuchs von Bäumen festgestellt werden (STAHR&HARTMANN, 1999). Unter dem weiter gefassten Prozess „Materialabtrag i. A., Vermurungen“ werden sämtliche, meist oberflächliche, durch die Schwerkraft bedingte und durch Wasser begünstigte, Massentransporte verstanden. Je nach eingetragener Symbolgröße sind diese ausgeprägt oder weniger ausgeprägt. Als Zerrspalten werden insb. die Spaltenbildungen im Bürser Konglomerat bei Spial verstanden.

Diese Prozesse und die daraus resultierenden geomorphologischen Formen sind analog der GMK Hochgebirge (KNEISEL et al, 1998) im Baukastenprinzip zusammengesetzt. So werden z. B. aktive Uferanbrüche durch eine Abrisskante und dem Symbol für „Materialabtrag i. A., Vermurungen“ bzw. Rutschung dargestellt. Ein Schuttfächer bestehend aus Partnach-Formation, der v. a. durch Steinschlag entstanden ist, setzt sich somit z. B. aus den Symbolen für Abrisskante, Steinschlag, Schuttfächer sowie „Schutthalde/Schuttfächer Partnach-Formation“ zusammen.

Außerhalb des Schesabruckkessels seien an Bereichen mit Rutschungen insb. der „Mühlebachkessel“ genannt und hier besonders der orographisch linke Bereich im Oberlauf, auf den auch MÖLK (1996) ausführlich eingeht. Ein Beispiel einer kleinräumigen Rutschung im Bereich Loischkopf ist in Anlage B zu finden (Foto Nr. 22). Steinschlag tritt großräumig im Bereich der WNW-ESE verlaufenden Abrisskante (Bereich Kürstwald) auf und führte hier zur Ausbildung großflächiger Schuttfächer. Ein Beispiel von Bodenkriechen ist in Anlage B (Foto Nr. 29) beschrieben. Kleinräumige Vermurungen treten z. B. im Bereich Mottawald auf. Ein Ausbruch des Plattenbachs mit kleinräumiger Vermurung konnte nach stärkerem Niederschlag auf der Straße in Richtung Vilschena registriert werden. Weiters ist ein Abriss bei GK:-42777/224189 auf 985 m SH bei Außerberg erwähnenswert. Die Spaltenbildungen im Bürser Konglomerat bei Spial konnten auf Grund des DHMs exakter kartiert werden. Die Orientierung dieser Spalten ist E-W sowie, mit einer etwas geringer ausgeprägten Komponente, NNE-SSW. Eine Fortsetzung derartiger Zerrspalten im Bürser Konglomerat ist, wie auch OBERHAUSER und SCHMIDEGG (in HEISSEL et al., 1965, 1967) erkannten, W der L82 (Brandnertalstraße) ca. bei GK28:- 41349/223311 vorhanden. Für weitere Details sei auf die Anlagen D, F und G verwiesen.

Im Zusammenhang mit den rezenten geomorphologischen Prozessen stehen Viehgangeln und

Blaiken. Diese sind in der Legende von Anlage D unter „geomorphologische Einzelformen“ ausgewiesen. Unter Viehgangeln wird ein treppenförmiges Relief verstanden, das durch hangparallel weidendes Vieh verursacht wurde. Diese können die Erosion begünstigen (STAHR&HARTMANN, 1999). Viehgangeln treten namentlich in den steileren, alpwirtschaftlich genutzten Gebieten im W des Untersuchungsgebietes, wie z. B. im Bereich Ronna und in Richtung Furklaalpe, auf. Unter einer Blaike wird hier grundsätzlich eine vegetationslose oder äußerst gering bewachsene Stelle im Hangbereich verstanden, an der begünstigt erosive Prozesse ansetzen. Blaiken sind häufig durch Viehtritt sowie weiters auch durch Wanderer verursacht (STAHR&HARTMANN, 1999). Von derartigen Erosionsformen sind z. B. die Bereiche der Wanderwege von der Ronna in Richtung Furkla betroffen. Für eine Übersicht über die Verbreitung von Viehgangeln und Blaiken sei auf Anlage D verwiesen.

3.3.4 Verteilung von erratischen Blöcken im Untersuchungsgebiet (Anlage C)

Anlage C gibt die Verteilung von erratischen Blöcken im Untersuchungsgebiet im Maßstab 1:5000 wieder. Folgende Erläuterungen sollen das sonst für sich sprechende Kartenbild ergänzen: Die Verteilung von erratischen Blöcken im Untersuchungsgebiet zeigt den Einflussbereich des Ill- bzw. des lokalen Alviergletschers (Brandnergletscher) an.

Es treten rund 3200 größere erratische Gneisblöcke (1-2 m bzw. >2 m größte Kantenlänge-Fraktion) an der Oberfläche bzw. eingebettet in den quartären Ablagerungen auf. Vereinzelt treten Findlinge bestehend aus alpinem Verrucano (~10) im NW des Untersuchungsgebietes sowie im Bereich Mühlebach-Mittellauf (rechtsufrig) auf. Die größten Konzentrationen von an der Oberfläche auftretenden erratischen Gneisblöcken sind im topografisch unteren Bereich bei Spial, wo an Flasergneisblöcken teils eindrucksvolle Kritzungen ausgebildet sind (Anlage B, Foto Nr. 47), sowie bei Außerberg bzw. Außertobel anzutreffen. Hier war der Einfluss des Illgletschers am größten und so konnte die große Fracht an erratischem Kristallin abgelagert werden.

Einen Einblick in die Mineralogie der Gneis-Geschiebe ergaben die Röntgendiffraktometrischen Untersuchungen und die im Zuge derer überblicksmäßig durchgeführten mikroskopischen Untersuchungen: Es handelt sich meist um quarzreiche Flasergneise mit schwankenden Gehalten an Feldspäten, Chlorit und Glimmer sowie teils um Hornblende-Gneise, Granat-Gneise bzw. um Hornblende-Granat-Gneise. Die oft entwickelte Augenstruktur wird durch deformierte, bis cm-große, Quarz/Feldspat-Blasten bestimmt. Muscovitanhäufung ist oft auf den Schieferungsflächen

ausgebildet. Der Anwitterungsgrad der Erratika ist generell gering. Als Liefergebiet der kristallinen Erratika können die ausgedehnten Ortho-, Para und Mischgneisvorkommen der Silvrettadecke genannt werden (OBERHAUSER, 2007).

Das Auftreten von erratischen Flasergneisblöcken, bzw. der Einfluss des Illgletschers, nimmt gegen die im W gelegenen, topografisch höheren, Bereiche hin allmählich ab. Im NW-Abschnitt des Untersuchungsgebietes wurden kristalline Blöcke bis auf eine Höhe von etwa 1385 m kartiert (GK28:-44589/224035). Auf der N-Seite des Schesabruchkessels wurden größere Flasergneisblöcke bis auf eine Höhe von etwa 1370 m vorgefunden (GK28:-43959/222563). In diesem Bereich konnte außerdem eine hohe Konzentration von Lokalerratika auf 1280 m SH festgestellt werden, die auf einen verstärkten Einfluss des Mühlebachlappens des Alviergletschers hinweist. Die topografisch tiefst gelegenen Kalk-Erratika liegen im Bereich Zwischenbäch auf 1150 m SH (GK:-43133/222820) bzw. auf 1130 m SH (GK28:-43066/222751).

Auf der S-Seite des Schesabruchkessels wurden kristalline Erratika bis auf eine Höhe von etwa 1120 m kartiert (GK28:-42599/222127). Sonst dominieren in diesem Bereich Kalk- und Dolomit-Erratika. Vereinzelt sind Blöcke von Arosa Zone zu finden. Zwischen Hölltobel und Schesahauptbach, vor der Abrisskante, besteht eine Anhäufung von Lokalerratika (Kalke). Diese Erratika weisen die Wallformen in diesem Bereich sowie die topografisch höher gelegenen Schurfrinnen als Geländeformen des Lokalgletschers bzw. des über den Klamperasattel fließenden Klamperalappens des Alviergletschers aus. Dieser war, wie H. BERTLE (1999) feststellt, und wie auch aus dieser Kartierung hervorgeht, vergleichsweise geschiebearm.

Die Lokalerratika, die vom Brandnergletscher bzw. von dessen transfluierenden Eislappen (Klampera-, Mühlebach bzw. Parpfienzlappen sensu H. BERTLE, sowie Furklagletscher sensu KELLER) transportiert wurden, sind auf den W-Abschnitt des Untersuchungsgebietes beschränkt. Im Untersuchungsgebiet treten rund 250 größere Lokalerratika auf, wobei die Hauptmasse auf Kalkblöcke entfällt. Das Auftreten von karbonatischen Erratika im Bereich Ronna, mit einer Konzentration am Ende eines Trockentals auf 1190 m SH, WNW der mittleren Ronaalpe (GK28:-43929/224115), sowie kleinere Vorkommen auf 1170 m SH (GK28:-43714/224311) im Bereich untere Ronna, spiegeln möglicherweise einen zungenartigen Ausläufer des lokalen „Furklaeises“ wieder. Hierbei handelt es sich entweder um einen spätglazialen Vorstoß bis über die Geländekante im Bereich untere Ronna oder um bis zur Ronna reichende abschmelzende Relikte des Furklagletschers etwa zu der Zeit von dessen Trennung vom Illgletscher. Erwähnenswert ist in diesem Zusammenhang weiters eine W des Davider Moors gelegene lokale Wallform auf 1260 m SH mit großen Kalk/Dolomit Erratika (Anlage B, Foto Nr. 1). Im S, im Bereich Dunza,

ist jedoch wiederum auf Grund von vermehrtem Auftreten von kristallinen Erratika ein verstärkter Einfluss des Illgletschers feststellbar. Wegen des Vorhandenseins von Toteisbildungen handelte es sich hier wahrscheinlich um abschmelzende Schollen des Illeises.

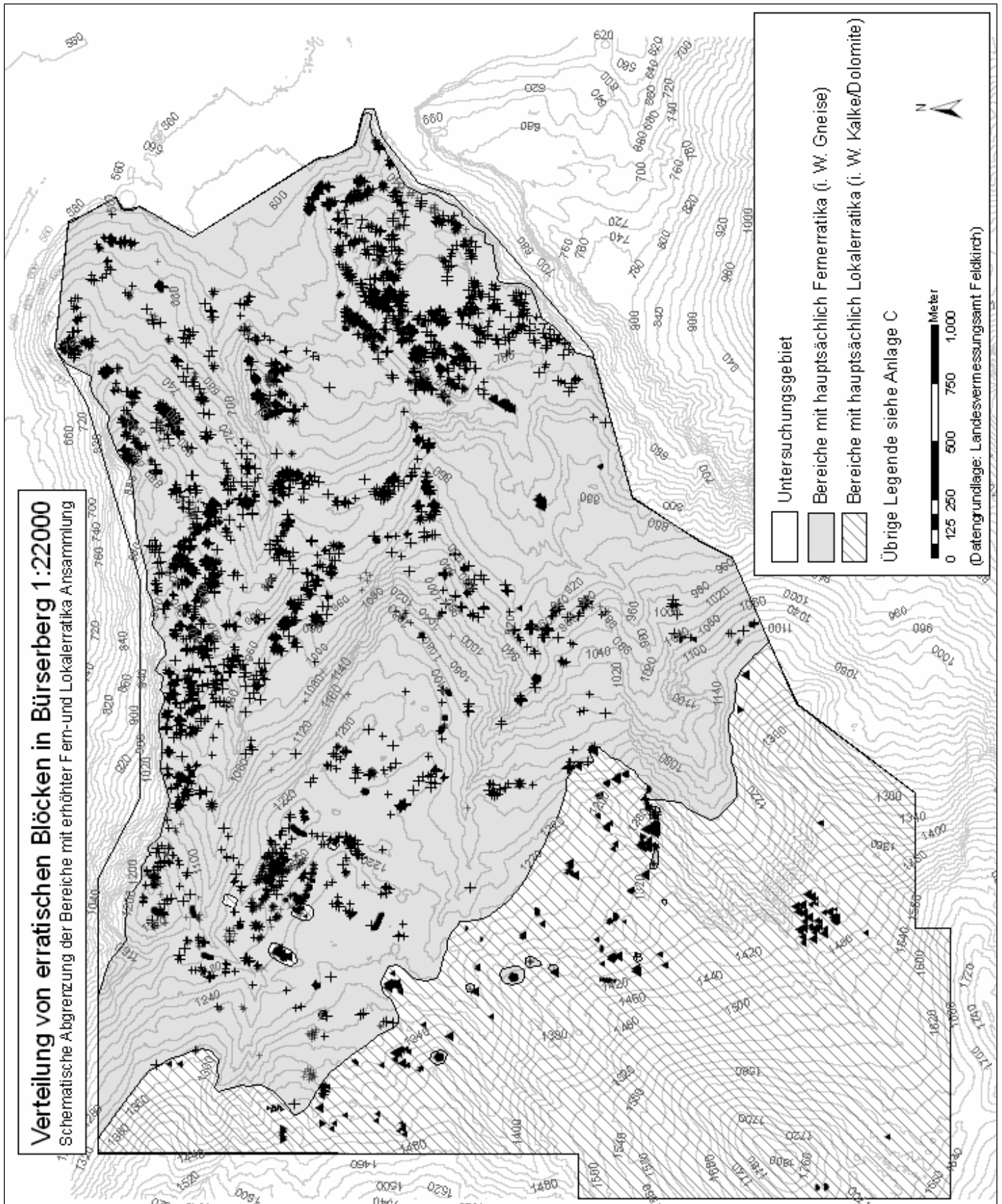
Ein großer grüner, kristalliner, basischer Block der Arosa Zone wurde in einer Doline SSW vom Loischkopfgipfel vorgefunden (GK28:-449447/221749). Derartige Blöcke wurden bereits von SUTTERLÜTTI (1983) erwähnt. Im westlichen Gipfelbereich des Loischkopfes wurde weiters auf etwa 1750 m SH gekritztes Geschiebe bestehend aus dunkelgrauen, tektonisierten, Kalken der Arosa Zone angetroffen (Anlage B, Foto Nr. 47)

Eine weitere Besonderheit stellen Bürser Konglomerat-Erratika (3) dar. Sie treten sehr isoliert im Untersuchungsgebiet auf. Es wurden derartige Erratika im Bereich Buchwald auf 660 m SH (GK28:-40904/224875), bei Zwischenbäch auf 1015 m SH (GK28:-42685/222885) sowie bei Außerberg auf 980 m SH (GK28:-42725/224173) gefunden. Diese Blöcke sind schlecht gerundet und wirken generell „frisch“.

Die unten abgebildete schematische Karte (Abb. 3.15) kann als Anhaltspunkt der Lokalgletscher- ausdehnung bzw. des Verzahnungsbereiches von Ill- und Lokalgletscher angesehen werden. Im Bereich Zwischenbäch drängte der Illgletscher den Mühlebachlappen des Brandnergletschers nach SE in Richtung Schesabruchkessel ab (Bereich Ilmkopf). Lokalerratika erreichen im N und S des Schesabruchkessels tiefere Lagen, währenddessen diese im NW des Untersuchungsgebietes auf höhere Lagen beschränkt sind.

Die erratischen Blöcke können z. T. postglazial durch Hangprozesse mehr oder weniger weit umgelagert worden sein. Davon sind insb. Erratika in (steilerer) Hanglage oder in der Nähe eines Hanges betroffen. Dies trifft sehr wahrscheinlich auf erratische Blöcke im Bereich des Kürstwald-Schutfächers, stellenweise auf jene im Bereich Außertobel/Buchwald und im Mühle- bacheinschnitt (Mittellauf) sowie auf jene Erratika im Bereich der kleiner dimensionierten Bürser Konglomerat-Schutfächer bei Spial zu. Durch die Spaltenbildungsvorgänge bei Spial sind eben- falls Umlagerungen von Erratika möglich. Umgelagert bzw. spät- bis postglazial transportiert dürften auch die Findlinge im Bereich Außerberg sein, da diese z. T. eingebettet in Eisrandschüt- tungen des Plattenbachs auftreten. Die Kalkblöcke im Schesatobel-Unterlauf sind postglazial flu- vial transportiert worden.

Abb. 3.15



3.3.5 Lockergesteine und deren Ausbildung und Verbreitung im Untersuchungsgebiet

Die Vergletscherung des Untersuchungsgebietes, der Abschmelzvorgang der Gletscher und die darauf folgenden Prozesse führten zur Bildung zahlreicher Lockergesteine. Die Grenzen zwischen diesen Lockersedimenten verlaufen unscharf, da sich die Prozessbereiche verzahn(t)en. Eine exakte Ausweisung der Lockergesteine des Untersuchungsgebietes war daher nicht möglich. Die durchgeführte Einteilung ist eine Vereinfachung. Folgende Lockergesteine wurden unterschieden:

- Bachbettablagerungen
- Schutthalden/Schutfächer
- Sand/Kies (z. T. mit Geröllen)
- Sandig/kiesiges Moränenmaterial
- Siltig/toniges Moränenmaterial
- Seetone
- Eisrandsedimente des Schesatobels i. A.

Korngrößenangaben wurden nach der klassischen Einteilung gemacht (Abb. 3.16). Bachbettablagerungen werden textlich nicht separat behandelt sondern wurden nur in der Karte ausgewiesen. Für den Aufbau der Lockergesteine des Schesabruchkessels, welche nicht Hauptthema dieser Kartierung waren, sei auf die in der Literaturzusammenfassung erwähnten Autoren verwiesen.

Korngrößentabelle der Sedimentite (oder klastischen Gesteine) nach DIN 4022

Gruppenbenennung	Korndurchmesser in mm	als Lockergestein	als verfestigtes Gestein
Psephite	über 60	Steine, auch große und kleine Blöcke	Breccien Konglomerate Verrucano (z. T.)
	20–60	Grobkies	
	6–20	Mittelkies	
	2– 6	Feinkies	
Psammite	0,6 –2	Grobsand	Sandsteine verschiedener Art Arkosen Quarzit
	0,2 –0,6	Mittelsand	
	0,06–0,2	Feinsand (Einzelkörner eben noch erkennbar)	
Pelite	0,002–0,06	Schluff (Silt)	feinste Trümmergesteine Tonstein Schiefer-ton
	unter 0,002	{ Staub Ton	

Abb. 3.16: Korngrößenklassifikation. Aus LOUIS&FISCHER (1979).

Im Nachfolgenden wird die Ausbildung und Verbreitung von Schutthalden/Schuttfächern erläutert. Weiters wird die Genese, Ausbildung und Verbreitung von Sand/Kies (z. T. mit Geröllen), sandig/kiesigem Moränenmaterial, siltig/tonigem Moränenmaterial und Seetonen beschrieben. Es werden jeweils die wichtigsten Faktoren herausgearbeitet und Aufschlüsse beispielhaft besprochen. Für die Gesamtschau sei auf Anlage D verwiesen.

▪ Schutthalden/Schuttfächer

Material von Schutthalden bzw. Schuttfächern ist generell unsortiert (gesamtes Korngrößenspektrum) und weist meist einen schlechten Rundungsgrad auf (LOUIS&FISCHER, 1979). Die Schutthalden wurden nach Lithologie differenziert. Es wurden Schutthalden/Schuttfächer bestehend aus Bürser Konglomerat, Arosa Zone (deformierte Schiefer und Sandsteine, Kalke, dolomitische Tonschiefer), Hauptdolomit, Raibler-Formation (Gips und Rauhwacken/Kalke/Dolomite/Sandsteine bzw. Tonschiefer-Fraktion), Arlberg-Formation, Partnach-Formation sowie alpiner Muschelkalk differenziert. An größeren Einzelblöcken wurden Blöcke bestehend aus Karbonat und Konglomerat unterschieden.

Im topografisch unteren Bereich bei Spial ist Schuttmaterial am Fuß der aus Arlbergkalken und Bürser Konglomerat aufgebauten Felswände zu finden. Schutthalden/Schuttfächer bestehend aus Arlberg-Formation sind weiters im Bereich Buchwald und Fürkele und v. a. entlang der gesamten Nordabdachung des Tschalengaberges verbreitet. Entlang des WNW-ESE verlaufenden Rückens (Bereich Kürstwald) sind mächtige Schuttfächer aus Raibler Kalken/Rauhwacken sowie aus Arlbergkalken ausgebildet (siehe auch Abb. 1.2, Geländemodell des Untersuchungsgebietes). Die mächtigeren Schuttfächer in diesem Bereich weisen oft eine halbkreisförmig eingetiefte Abrissnische mit Steinschlagrinne auf.

Schuttmaterial bestehend aus Gesteinen der Arosa Zone findet sich z. B. am S-Hang des Loischkopfes und im Bereich Zugswald. Am N-Hang des Daleu ist hauptdolomitisches Sturzmaterial anzutreffen. Im Bereich Loischkopf sowie bei Zwischenbäch finden sich weiters Schutthalden bestehend aus Raibler Gips. Im E-Teil von Spial sind kleinräumige Schutthalden aus Partnach-schiefern anzutreffen. Schutthalden aus alpinem Muschelkalk sind v. a. um den Gaschierakopf ausgebildet. Ältere, heute schwer ersichtliche, Schuttfächer konnten auf historischen Luftbildern kartiert werden. Hier seien insb. kleinere Abrisse mit Schutthalden der Arlberg-Formation bei Matin erwähnt sowie unweit situierte, gering ausgeprägte, Hangprozessaktivitäten.

- Sand/Kies (z. T. mit Geröll), sandig/kiesiges Moränenmaterial, siltig/toniges Moränenmaterial, Seetone und deren Geländeformen

Da sich glaziale, eisrandglaziale, glaziofluviale, fluviale und Hangprozessbereiche verzahn(t)en sind die Grenzen zwischen Sand/Kies (z. T. mit Geröll), sandig/kiesigem Moränenmaterial, siltig/tonigem Moränenmaterial und Seetonen schwer zu ziehen und die in der Karte ausgewiesenen Bereiche als Vereinfachung zu verstehen. Es sind sämtliche Übergangsformen dieser Lockergesteine zu finden. Die oft ungünstige Aufschlussituation erschwerte überdies eine exakte Differenzierung.



Abb. 3.17: Links: Anschnitt eines schräg geschichteten, spätglazialen, moderat-gut gerundeten Grobkies des „Schatobel-Deltas“, Schesatobel-Unterlauf, auf 735 m SH. Blick nach NE. GK28:-41523/223443. Größenvergleich: Hammer unten (Pfeil). Rechts: Aufschluss von sandigem Kies mit vereinzelt eingelagerten Geröll, unterhalb der Terrassen bei Boden auf etwa 860 m SH. Schlecht sortiertes, teils geschichtetes, fluvial oder murgangartig geschüttetes Lokalmaterial d. Alvier gegen den Illeisrand mit vereinzelt eingestreuten umgelagerten Illgletscher-Kristallinkomponenten. GK28:-41916/222710.

Sandig/kiesige Eisrandschüttungen, die morphologisch meist als deutliche eisrandparallele Terrassen hervortreten und oft eine deutliche Schichtung aufweisen (z.B.: Außerberg, Anlage B, Foto Nr. 46), sind oft nur sehr schwer von sandig/kiesigem Moränenmaterial, welches morphologisch eher durch unregelmäßige Wallformen (z. B. Spial) aber auch durch Terrassen markiert wird, abzugrenzen. Sie bestehen i. W. aus lokalen Karbonatkomponenten, welche die Einzugsgebiete der Gerinne widerspiegeln, die sie schütteten. Eingestreut finden sich umgelagerte kristalline Illgletschergerölle. Die Sortierung sowie der Rundungsgrad streuen oft stark.

Gut erhaltene spätglaziale sandig/kiesige Eisrandterrassen bzw. deren Relikte sind bei Boden anzutreffen (Abb. 3.17, rechts; Anlage B, Foto Nr. 10). Hier lassen sich i. W. 3 Terrassenkörper un-

terscheiden. Die Terrassen schließen mit einer scharfen Grenze auf 850 m SH an die Moränen- und Toteislandschaft bei Spial an. Die Oberkante der untersten Terrasse befindet sich etwa auf 855 m SH (Abb. 3.18). W an die 855 m Terrasse schließt ein NNE-SSW verlaufendes Trockental mit muldenförmigem Querschnitt an. Die Terrasse selbst ist ebenfalls NNE orientiert und weist im S hangseitig eine Blockstreu aus kantengerundeten, fluvial transportierten, Kalkblöcken auf (Anlage B, Foto Nr. 12, 13). Die weiteren Terrassen sind auf 869 m SH sowie auf 879 m SH gelegen.



Abb. 3.18: Blick nach NNE entlang der untersten (Oberkante: 855 m SH) spätglazialen Eisrand-Terrasse bei Boden. Vom Alvier angeführtes Material aus dem Brandnertal wurde am Eisrand des Illgletschers deponiert. GK28:-41780/222746.

An die Terrasse auf 879 m SH schließt im W ein N-S verlaufendes, muldenförmiges, Trockental an. An die mittlere 869 m Terrasse ist eine weitere, jedoch weniger ausgeprägte Terrasse auf 865 m SH angelagert. Diese Terrassen korrelieren etwa mit denjenigen bei Matin, die sich wiederum z. T. über Plattenegg mit Terrassen bei Außerberg verknüpfen lassen. Bei Matin ist eine Art vorgelagerter Sporn (855 m SH) vorzufinden, der teilweise umspült worden ist (GK28:-41779/223232). Eine sandig/kiesige, linksufrige, Eisrandterrasse des Mühlebachs ist auf 916 m SH ausgebildet (GK28:-42420/223130).

Bei Außerberg sind namentlich die spätglazialen, generell aus geschichtetem, mehrheitlich kalkig-dolomitischem, Mittelkies mit eingelagerten Geröllen bestehenden Eisrandterrassen auf 809 und 840 m SH zu erwähnen. Zwischen diesen sind in Richtung Plattenbach kleinere Terrassenrelikte zwischengeschaltet (z.B. auf 820 m SH). Im Bereich Buchwald sind ebenfalls Terrassenrelikte zu finden, welche mit denjenigen bei Außerberg in etwa korrespondieren, jedoch weniger

fluvialen Einfluss aufweisen. Erwähnenswert ist weiters die Terrasse mit aufgeschlossenem sandigem Kies auf 611 m SH (GK28: -40769/224772) im östlichen Buchwald, die Eisrandschüttungen des Schesatobels bzw. Plattenbachs repräsentiert (Anlage B, Foto Nr. 16). Mächtige spätglaziale Kiesanhäufungen, welche z. T. wirtschaftlich genutzt werden, sind beidseitig entlang des Schwemmfächerareals im Bereich Schesatobel-Unterlauf aufgeschlossen.

Vom unteren Bereich von Zwischenbäch bis etwa zur Burtschaalpe sind Eisrandterrassen auf 984,1006,1050,1073,1100,1026,1150,1181,1196,1246,1285,1310 sowie auf 1335 m SH ausgebildet. Innerhalb dieser Terrassen sind Terrassenrelikte zwischengeschaltet. Auf rund 1220 m SH ist eine NNW-SSE verlaufende Schmelzwasserrinne ausgebildet. Bis hinauf zum Ilmkopf werden die Terrassen vermehrt durch sandig/kiesige Lockergesteine aufgebaut. N des Speicherteiches (GK28:-43872/223200) sind an einer Abrisskannte (Quellaustritte!) angerundete bis gerundete Mittelkiese großzügig aufgeschlossen und repräsentieren Schüttungen des spätglazialen Mühlebachs gegen den Illeisrand.



Abb. 3.19: Kantig-kantengerundeter Mittelkies im Bereich der südlichen Burtschaalpe. 1432 m SH (GK28:-43618/221581).

Das sandig/kiesige bzw. siltig/tonige Moränenmaterial ist meist direkt vom Gletscher abgelagert worden und unterscheidet sich von den (glazio-)fluvialen Sanden und Kiesen u. a. durch die nicht oder nur vereinzelt beobachtbare Schichtung und Sortierung. In die jeweilige Matrix eingestreut finden sich karbonatische sowie kristalline Gerölle und Blöcke. Sehr schlechte Sortierung und mäßige bis schlechte Rundung sind charakteristisch. Teilweise ist das sandig/kiesige Moränenmaterial fluvial aufgearbeitet worden und nur schwer von Eisrandschüttungen der Gerinne zu unterscheiden.

Im Bereich der nördlichen Burtschaalpe und des Loischkopfes lassen sich Moränenterrassen auf 1405, 1423, 1435, 1473, 1492, 1510, 1547, 1559, 1565, 1629 sowie die Terrasse auf 1642 m SH differenzieren, die in etwa mit den Terrassen auf 1420, 1448, 1504, 1555, 1592, 1593, 1598 und 1624 m SH auf der südlichen Burtschaalpe korrespondieren. Die Terrassen fallen z. T. nach N etwas topografisch ab und sind im Bereich unterhalb des Loischkopfes wahrscheinlich durch erosive Vorgänge weniger gut erhalten. Auf 1430 m SH, von der Südseite des Schesabruckkessels kommend, kurz vor der Burtscha Mähder, sind, wie bereits erwähnt, Mittelkiese aufgeschlossen (Abb. 3.19). Diese stellen wahrscheinlich eine Sanderschüttung des abschmelzenden Klamperalappens des Alviergletschers dar (vgl. H. BERTLE, 1999).

Die Geomorphologie und die glazialen bis spätglazialen Lockergesteine des Bereichs Spial können folgendermaßen zusammengefasst werden: Überblicksmäßig betrachtet liegt z. T. wallförmig ausgebildete, geringmächtige, sandig/kiesige, Illgletschergrundmoräne mit ausgeprägter erratischer, kristalliner, Blockstreu auf Bürser Konglomerat bzw. Arlbergkalken und untergeordnet im E auf Muschelkalk und Partnachschiefern vor. In der Literatur wird die das Bürser Konglomerat überlagernde, maximal mehrere m Mächtigkeit erreichende, Illgletschergrundmoräne generell als „Hangendmoräne“ zusammengefasst (vgl. DE GRAAFF et al., 2002). Das Moränenmaterial wurde vereinzelt erodiert, so dass oft nur die Gneis-Erratika auf dem Festgesteinsuntergrund erhalten blieben. Auf Spaltenbildungen im Bürser Konglomerat wurde bereits hingewiesen. Toteislöcher, Erosionsrinnen und Rinnenrelikte sind häufig und deuten z. T. ein eher isoliertes Ausschmelzen des Illgletschers an. In Kap. 4 wird dieser Bereich ausführlicher behandelt.



Abb. 3.20: Sandig/kiesige, geringmächtige, „Hangendmoräne“ bei Spial, nahe der Bürser Schlucht auf 655 m SH. Illgletscher-Gneise (Stift) sowie dunkelgraues kalkiges Material (oberhalb). Felsuntergrund: Muschelkalk. GK28:-40516/223647.

Von der oberen Ronna ab sind Terrassen auf 1235, 1240, 1280, ~1320, 1330, ~1355, 1390, 1410 und 1460 m SH ausgebildet, welche jeweils von Schurfrinnen bzw. Trockentälern des Furklagletschers durchbrochen sind. Bereits hingewiesen wurde auf den Moränenwall des Furklagletschers mit Kalk/Dolomit-Erratika auf 1260 m SH. Dieser ist möglicherweise als Vorstoßmoränenwall oder aber als Wallform einer auslaufenden Zunge des Furklagletschers im Zuge des Rückschmelzprozesses zu interpretieren. Die Dolinen bzw. die Lösungsprozesse im unterlagernden Konglomerat bzw. in der Raibler-Formation sowie die (glazio-)fluvialen Ausspülungsprozesse verwisch(t)en wahrscheinlich teilweise die Lage der Moränenwälle W der Ronna (vgl. SEIJMONSBERGEN, 1992). Auf der Tschengla sind Toteisbildungen innerhalb der Moränenzüge ausgebildet und deuten auf einen isoliert ausschmelzenden Teil des Illgletschers hin. 2 NW-SE orientierte Wallformen prägen das Areal. Schmelzwasserrinnenrelikte finden sich nach W zur Ronna sowie nach SE zum Mühlebach und nach E zum Kürstwald hin. Im Blatt „Dünza-Tschengla“ (SEIJMONSBERGEN, 1991) wird das eher feinkörnige Moränenmaterial im Bereich Tschengla mit Ablationsmoräne ausgewiesen. In Richtung mittlere bzw. obere Ronaalpe scheint es dann zu einer vermehrten Erosion durch Schmelzwässer gekommen zu sein.

Durch das Auftreten geschichteter Seetone im Bereich Mühlebach-Oberlauf ist eine lokale Seebildung dokumentiert (vgl. z. B. AMPFERER 1936, Anlage B, Foto Nr. 5, Anlage D). In kurzer Distanz sind etwas topografisch höher, N des Speicherteiches, die erwähnten Kiese aufgeschlossen. Im Bereich des Speicherteiches liegt jedoch siltig/toniges Moränenmaterial vor. Dieser See dürfte durch Stauung von Wässern des spätglazialen Mühlebachs am Illeisrand bzw. an dessen Randmoräne bei einem Illgletscherrückzugshalt um ca. 1170 m SH (Rückzugsstadium I10) entstanden sein. Der Mühlebach schüttete dabei die Kiese, im Beckenbereich wurden die Tone abgesetzt. Der See verschwand wahrscheinlich rasch beim fortschreitenden Abschmelzen des Illgletschers, so dass sich der Mühlebach weiter einschneiden konnte.

Moränenartige Sedimente, die aber auch durch Hangprozesse umgelagert worden sein könnten, sind auf 1130 m SH an der Südseite des Schesabruckkessels angetroffen worden. Im Bereich Baumgarten sind weiters 3 Abflussrinnen in die 980 m Rückzugsterrasse des Illgletschers eingeschnitten und repräsentieren einen spätglazialen Schesaausbruch (vgl. H. BERTLE, 1999, VAN NOORD, 1996-Blatt Bürserberg-Lorüns).

Jüngere Schwemm/Murfächer treten allerorts im Bereich der rezenten Verläufe der Gerinne auf

und sind ohne den Einfluss eines Gletschers entstanden. Hier seien z. B. die spät-postglazialen Schwemmfächer des Plattenbachs genannt (Anlage B Foto Nr. 8, 9). Weiters sind die jüngeren Murgänge bzw. Ausbrüche des Mühlebachs und des Schesatobels zu erwähnen. Für letzteren sei auf PRUCKER (1976), H. BERTLE (1999) sowie auf PIRKL (2003) verwiesen, welche eine ausführliche Beschreibung der Schesatobel-Chronologie liefern.

3.3.6 Gipsdolinen und anderwärtige Depressionen

Für den Überblick über die Gipsdolinen sei generell auf Anlage D verwiesen. Wie MÖLK (1996) erwähnt, sind die Gipsdolinen im NW des Maisäßwaldes großteils überwachsen, währenddessen die Gipsdolinen insb. im E des Maisäßwaldes, N der Skipiste, sowie diejenigen des Klamperagipskörpers starke „Aktivität“ zeigen. In Anlage D weist, analog dem Baukastenprinzip der GMK Hochgebirge, das Symbol für Steinschlag bzw. „Materialabtrag i. A., Vermurung“ auf deren „Aktivität“ hin. Es sei darauf hingewiesen, dass eine oberflächliche Kartierung derartiger Gipsdolinen oft wenig über die im Untergrund fortschreitenden Lösungsprozesse aussagt.

Die Dolinen W der Ronna könnten teilweise direkt in den Konglomeraten entstanden und/oder durch Lösung in der unterlagernden Raibler-Formation verursacht sein. Depressionen im Bereich Spial werden als Toteisbildungen verstanden. Diese könnten aber zumindest teilweise auch mit den Spaltenbildungen im unterlagernden Bürser Konglomerat zusammenhängen. Ebenso als Toteisbildungen werden die teils NW elongierten Depressionen im Bereich Tschengla, die Eintiefungen auf der Dunza und die Depressionen im Bereich Außertobel und Außerberg interpretiert.

3.3.7 Rückzugsstadien des Illgletschers im Untersuchungsgebiet und Unterscheidung von Lokalmoränen

Die Gliederung des Abschmelzvorgangs des Illgletschers in verschiedene Stadien, wie dies von H. BERTLE (1999) sowie von KELLER (1988) durchgeführt worden ist, ließ sich durch das DHM verfeinert darstellen und ergibt sich direkt aus der geomorphologischen Karte im Maßstab 1: 5000 (Anlage D). Die Haltestadien des Illgletschers sind durch i. W. N-S orientierte Eisrandterrassen und Wallformen gekennzeichnet. Eine eindeutige Gliederung des Rückschmelzprozesses des Illgletschers in div. Abschmelzphasen ist jedoch auf Grund des komplexen und nicht gleichmäßigen Rückschmelzens, das Wiedervorstöße beinhalten kann, schwierig zu bewerkstelligen. Hinzu kommt der Einfluss des Lokalgletschers: Lokalmoränen durchbrechen teils die N-S-Symmetrie der Geländeformen des Illgletschers, lassen sich aber auch durch deren Erratika zuordnen, welche i. W. Kalke und Dolomite umfassen.

Folgende **Grobgliederung** der wichtigsten Rückzugsstadien, benannt mit I1 bis I24, des Illgletschers im Untersuchungsgebiet konnte dennoch durchgeführt werden: Im Bereich Loischkopf lassen sich v. a. Illgletscherstände um 1630 m SH feststellen (I1). Das Rückzugshaltestadium auf etwa 1560 m SH auf der oberen Burtschaalpe ist mit einer Terrasse am N-Hang des Daleu korrelierbar (I2). Auf der Burtschaalpe ist besonders das Illgletscherrückzugsstadium um 1500 m SH markant ausgeprägt (I3). Zu einem weiteren Rückzugshaltestadium um m 1460-1420 können im Bereich SW der Ronna sowie auf der nördlichen Burtschaalpe Terrassen gerechnet werden, die sich mit Terrassen auf der südlichen Burtschaalpe korrelieren lassen (I4).

Die Haltestände um m 1410 – 1380 (I5) sowie diejenigen um m 1360 – 1330 (I6) können vom Bereich Brünnen bis zur Burtschaalpe korreliert werden. Bei den Rückzugshalten des Illgletschers um 1315-1290 m SH (I7) erfolgte die Entwässerung, wie bei den folgenden Rückzugshalten auf ca. 1240 – 1220 m SH (I8), nach N zum Walgau hin, wie erhaltene Abflussrinnen anzeigen. Der Stand I7 scheint jedoch nicht besonders lange andauert zu haben wie die, im Vergleich zu den darauf folgenden Ständen, gerinfügig ausgeprägte Abflussrinne anzeigt. Die nächstfolgenden Rückzugsstände erschließen sich durch Terrassen und Schurfrinnen auf 1200 bis etwa 1180 m SH (I9) vom Bereich E des Gaschierakopfes bis über den Bereich Ilmkopf zur mittleren Ronna sowie zur Vilschena. Bei einem Illgletscherstand um 1170 - 1140 m SH (I10) war der ausgeprägte Durchgang bei Vilschena vollständig aktiv und der Lokalgletscher scheint ab diesem Zeitpunkt den Kontakt zum Illgletscher verloren zu haben. Wallformen dieses markant ausgeprägten und damit wahrscheinlich lang andauernden Rückzugsstadiums lassen sich über Zwi-

schenbäch bis E des Gaschierakopfes korrelieren, wo zahlreiche Wälle, Schurfrinnen und Depressionen dieses Haltestadium des Illeises markieren.

Die nächsten Haltestände sind besonders im Bereich Zwischenbäch augenfällig und lassen sich um 1100-1080 m SH (I11) eingrenzen. Die nachfolgenden Haltestände um ca. 1060 - 1040 m SH (I12) lassen sich von Zwischenbäch bis zum Bereich Stüttler korrelieren, wo nun die Ausschürfung der dortigen Schmelzwasserrinne begann. An der S-Seite des Schesabruckkessels (Bereich Baumgarten) sowie im Bereich Tschengla sind diese Stände weniger ausgeprägt bzw. wahrscheinlich auf Grund von Erosionsprozessen weniger gut erhalten. Von m 1030 – 1000 (I13) lassen sich weitere Rückzugswälle und Terrassen einordnen, welche von Zwischenbäch über Tschengla, Außerberg und Stüttler korrelieren.

Die nächsten Rückzugshaltestände sind im Bereich um m 980 – 960 (I14) angesiedelt und vom Bereich Außertobel über Tschengla (Hochbühel) bis Zwischenbäch (Brenner) und Baumgarten korrelierbar. Die Haltestände um m 950 – 920 (I15) sind im Bereich Außertobel durch Schurf- bzw. Schmelzwasserrinnen geprägt und über Außerberg zur Tschengla bzw. nach Matin verfolgbar. Die Abfolge der Stände I13 bis I15 ist im Bereich Tschengla/Matin eher undeutlich ausgebildet.

Die nächsten Stände, die in den Bereich 920 – 880 m SH (I16) fallen, sind im Bereich Außertobel durch Schurfrinnen und Terrassenrelikte markiert. Im Mittellauf des Mühlebachs wird dieses Rückzugsstadium durch linksufrige Relikte einer Kiesterrasse repräsentiert. Am Ende dieses Stadiums begann die Aufschüttung der Kiesterrassen bei Boden durch den spätglazialen Alvier. Die folgenden Rückzugshalte des Illgletschers sind um m 880 – 870 (I17) angesiedelt und lassen sich von Außertobel, wo ein Durchgang nach N ausgeschürft wurde, über Außerberg, Matin bis Boden korrelieren. Eisrandterrassen und Schmelzwasserrinnen, die einen Stand um 860 m SH (I18) markieren, sind insb. bei Matin und Boden ausgebildet. Der nächste markante Rückzugshalt wird namentlich durch die ausgeprägte 840 m Terrasse (I19) bei Außerberg markiert, welche über Matin und Boden korreliert werden kann. Die nachfolgenden Rückzugshalte können in den Bereich von etwa 830 – 800 m SH (I20) eingegrenzt werden und werden u. a. durch die untere ausgeprägte Terrasse von Außerberg repräsentiert und sind in die Bereiche Außertobel und Buchwald verfolgbar.

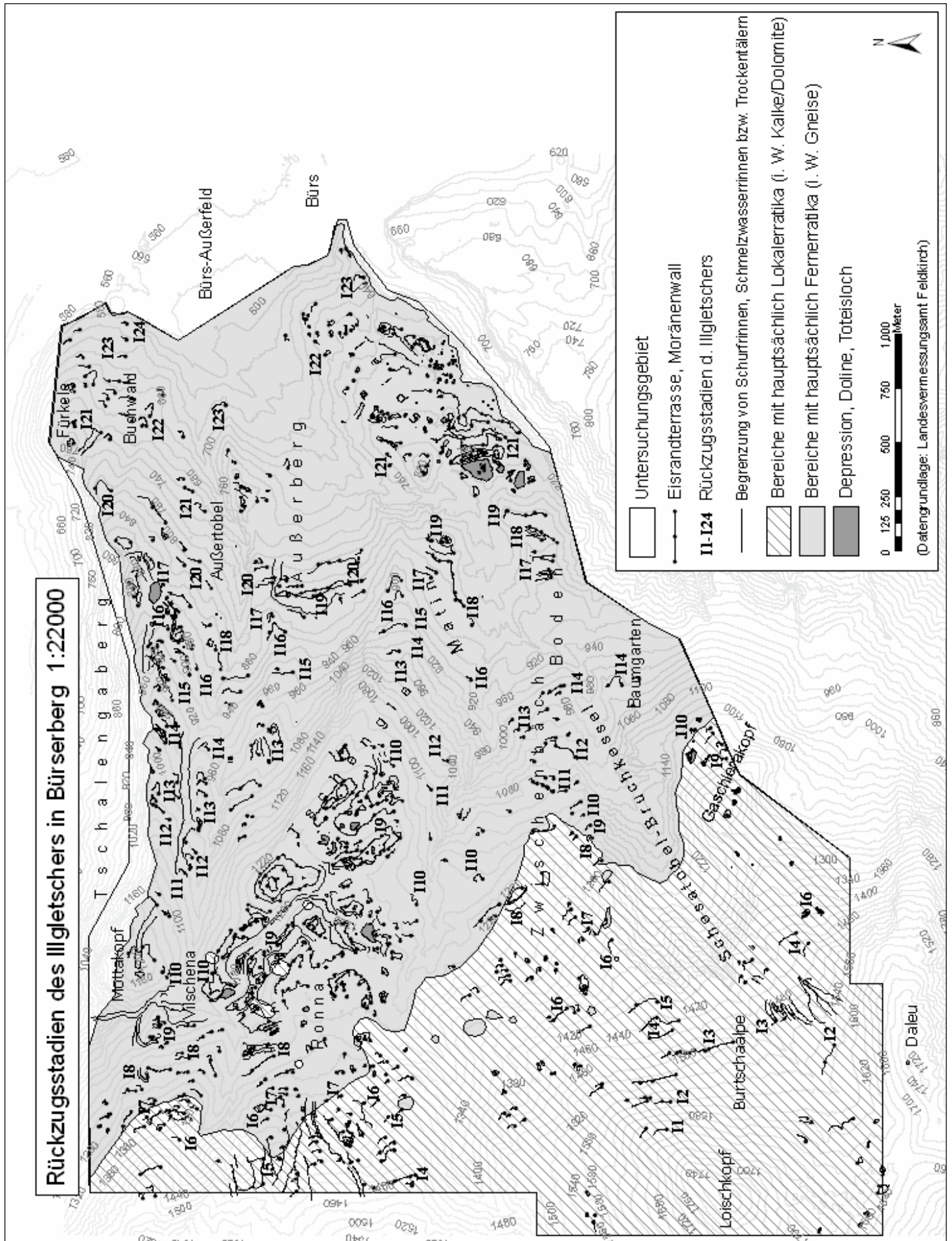
Um m 780 - 740 (I21) sind Wallformen bei Spial sowie Terrassenrelikte im Bereich Fürkele ersichtlich, wo ein ca. NW orientierter Durchgang besteht bzw. ausgeschürft wurde. Um m 700 – 680 (I22) sind die nachfolgenden Rückzugshalte einzuordnen, die besonders im Bereich Buchwald augenfällig sind. Darauf folgen Haltestände um m 660-640 (I23), welche vom Bereich Spial

über Buchwald korreliert werden können. Im Buchwald markiert eine Kiesterrasse auf ca. 610 m SH (I24) den letzten ausgeprägten Illgletscherhalt bzw. eine Eisrandaktivität des Illgletschers im Untersuchungsgebiet.

Die Abb. 3.21 zeigt diese Rückzugsstadien des Illgletschers. Für die Details sei auf Anlage C, D bzw. Anlage F und G verwiesen. Diese Grobgliederung bestätigt i. W. die von H. BERTLE (1999) und KELLER (1988) vorgenommene Einteilung.

Auf Grund der Verbreitung von Lokalerratika und z. T. auf Grund der Geländelage lassen sich Lokalmoränenwälle von Terrassen und Wallformen des Illgletschers unterscheiden (Überblendung von Anlage C mit Anlage D). Besonders im Bereich Ronna bzw. W und SW davon ist, wie erwähnt, ein Einfluss des Furklagletschers festzustellen. Eine lokale Wallform findet sich W des Davider Moors auf 1260 m SH (GK28:-44085/223615). Die Schurfrinnen W der Ronna können auf Grund ihrer Orientierung und der Dominanz von Lokalerratika ebenfalls dem Wirken des lokalen Furklagletschers zugeschrieben werden. Die Lokalmoränen könnten spätglaziale Vorstöße darstellen, aber auch im Zuge des Rückschmelzprozesses entstanden sein. Festgehalten werden kann aber ein Einfluss bzw. eine auslaufende Zunge des Furklagletschers bis über die untere Ronna. Lokalerratika auf einer Wallform der unteren Burtschaalpe auf 1420 m SH (GK28:-43761/221848) weisen diese ebenfalls als Lokalmoräne aus. An der N Seite des Schesabruchkesels sowie im Bereich Zwischenbäch wurde, wie bereits erwähnt, eine Anhäufung von Lokalerratika festgestellt. Dies deutet auf einen verstärkten Einfluss des Mühlebachlappens des Alviergletschers hin.

Abb. 3.21



4. Detailkartierungsberichte

G. PIRCHL (2004) deutet Ansammlungen von Erratika im Bereich Tschengla, Ronna (untere, mittlere Ronna), Vilschena, Spial, Außerberg sowie bei Außertobel als prähistorische Kultstätten. In den Mittelpunkt seines Interesses stellt PIRCHL die Erratika auf der Ronna. Den im Jahr 2004 aufgestellten großen Steinkreis auf der unteren Ronna bezeichnet PIRCHL (2004) mit „Rätia III“. In den nachfolgenden Erläuterungen, welche die sonst für sich sprechenden geomorphologischen Karten ergänzen sollen, wurden die geomorphologischen Aspekte dieser Lokalitäten und deren Umgebung herausgearbeitet. Der Schwerpunkt der Detailkartierungen lag auf Grund der Aktivitäten von PIRCHL im Gebiet Ronna.

Da der Festgesteinsuntergrund eine bedeutende Rolle in der Geomorphologie bzw. in der Entwicklung des Reliefs spielt(e), wird dieser eingangs jeweils nochmals kurz erläutert. Für die Gesamtschau bzw. für weitere Details sei auf die Anlagen F und G verwiesen sowie auf Anlage E für den Festgesteinsuntergrund.

4.1 Tschengla

Die Lokalität „Tschengla“ auf 1223 m SH (GK28:-43343/223992) umfasst ein kleineres Areal im NW von Bürserberg-Tschengla, das nach NNW leicht ansteigt (Höchster Punkt: 1228 m SH) und gegen SSE mit geringer Neigung abfällt. Der Bereich ist nur wenige m von einem Haus entfernt und gut über eine Schotterstraße erreichbar. Eine ehemalige Hütte hatte im S der Lokalität Bestand.

Im Juni 2003 wurden eine bodenarchäologische Untersuchung und eine Vermessung der Lokalität durchgeführt. Laut ZANESCO (2003) finden sich auf diesem Gebiet Blöcke mit einer Größe von bis zu 2 m in einem Umkreis von etwa 70 m. Einige Findlinge sind halbkreisförmig um eine leichte Erhebung, deren Mittelpunkt ein größerer Block markiert, angeordnet. Das heute teilweise wieder bewaldete Areal wurde ehemals bewirtschaftet. Im NW der Lokalität ist eine Parzellengrenze durch eine Lesesteinmauer aus aufgeschichtetem Geschiebe, welches von der Wirtschaftsfläche genommen wurde, markiert (ZANESCO, 2003).

Im Zuge der archäologischen Untersuchung wurden weder Hinweise auf evtl. anthropogene Veränderungen noch linienförmig angeordnete Steine im Untergrund („Rätia-Steine“ sensu PIRCHL) bzw. archäologisch relevante Artefakte gefunden, die eine prähistorische Kultstätte belegen könn-

ten. Ausgeschlossen könne eine spätere Zerstörung durch Wurzelwachstum oder Bodenkriechvorgänge, oder eine Bewegung einzelner Blöcke von Menschenhand aus unterschiedlicher Intention heraus, jedoch nicht (ZANESCO, 2003). PIRCHL (2005, mdl. Mitt.) führte das Nichtauffinden der im Untergrund vermuteten „Rätia-Steinreihen“ auf fehlerhafte Vermessung zurück.

Der nächstgelegene Aufschluss des Festgesteinsuntergrundes (Raibler-Formation) ist etwa 75 m N an dem erwähnten, WNW-ESE verlaufenden, Rücken gelegen. Die Raibler-Formation fällt hier mittelsteil nach SE ein. Das oben erwähnte SSE geneigte Gefälle des Hanges zeichnet somit i. W. den Festgesteinsuntergrund nach, der jeweils von unterschiedlich mächtigen Quartärablagerungen überdeckt ist. Eine Bestimmung der Quartärmächtigkeit bzw. der Festgesteinsoberkante der Lokalität Tschengla durch Schürfe, Bohrungen bzw. geophysikalische Methoden lag außerhalb der Möglichkeiten dieser Diplomarbeit. Die glazialen Ablagerungen in diesem Bereich sind nach SEIJMONSBERGEN (1991) sowie nach DE GRAAFF (2007, mdl. Mitt.) generell als Ablationsmoräne zu verstehen.

Die Lokalität liegt grundsätzlich auf der 1221 m Terrasse, welche sich bis in den Bereich untere Ronna verfolgen lässt. Einzelne kleinere Depressionen sind im N der Lokalität vorhanden (z.B. GK28:-43350/224009). Diese stellen höchstwahrscheinlich Toteisbildungen dar. Die Lokalität dürfte nur geringfügig von Schmelzwässern überprägt worden sein. Die erratischen Blöcke bestehen durchwegs aus Flasergneis und sind teilweise überwachsen.

Von der archäologisch untersuchten Lokalität nach SW gehend nehmen die Depressionen bzw. Kesseln sowohl in deren Anzahl als auch in deren Größe zu. Die Größe dieser Toteisbildungen schwankt von ~ 65 m bis wenige m. Der S-Teil des Areals Tschengla ist durch 2 NW-SE orientierte Moränenrücken charakterisiert. In diesem Bereich finden sich zahlreiche große kristalline Gneis-Erratika. Durch die Abwesenheit von Lokalerratika und die NW-SE Orientierung der Moränenwälle ist der Bereich Tschengla als Einflussgebiet des Illgletschers auszuweisen. Der Schmelzwasserabfluss erfolgte zunächst über eine NE-SW orientierte Rinne auf 1200 m SH (GK28:-43284/223813), welche den Bereich Tschengla gewissermaßen in einen N und einen S Teil untergliedert, zur NW-SE verlaufenden Schmelzwasserrinne zum Bereich Ronna und danach weiter zur Vilschena. Bei einem Illgletscherstand von ca. unter 1180 m SH wurden Schmelzwässer nach und nach in Richtung S zum Mühlebach und ab einem Stand von deutlich unter 1160 m SH auch nach E und ENE zum Bereich Kürstwald abgeleitet.

Weiters wurden bei der Begehung im angrenzenden Waldbereich der archäologisch untersuchten Lokalität, im N und NW, bis etwa zur WNW-ESE verlaufenden Abrisskante, wie auch in weiterer

Folge W hangabwärts zur unteren Ronna, einige kleinere, mittelgroße und große erratische Flasergneisblöcke angetroffen. Bodenkriechen dürfte in diesem Bereich eine eher untergeordnete Rolle spielen als vielmehr Umlagerungsvorgänge durch Baum-bzw. Wurzelwachstum (Anlage F).

4.2 Untere Ronaalpe (Untere Ronna)

Die Lokalität untere Ronna (GK28:-43574/224113) liegt auf einem leicht nach NW abfallenden Gelände, welches gegen N und E hin vom Beginn des WNW-ESE verlaufenden Rückens begrenzt wird (Anlage B, Foto Nr.2). Gegen S bildet ein muldenförmiges Trockental dessen Begrenzung. Das Gelände wurde z. T. alpwirtschaftlich genutzt. Auf der unteren Ronaalpe wurden 2004 zwei Steinkreise sowie eine Steinreihe mit Hilfe eines Baggers errichtet sowie weiter WNW ein sog. Ruheplatz mit erratischen Blöcken eingerichtet. Die Blöcke wurden aufgestellt, ausgegraben oder ganz neu herangeschafft.

Die WNW-ESE verlaufende Steinreihe besteht aus 6 ungleichförmigen Gneisblöcken, deren Größe von mehreren m³ bis etwa 1 m³ reicht, und erstreckt sich über 73,5 m. Die Steinkreise besitzen etwa einen Durchmesser von rund 50 und 20 m. Sie entsprechen von der Symmetrie her nicht exakt einem Kreis. Der größere Steinkreis besteht aus 24 (inklusive Mittelstein), der kleinere aus 19 ungleichförmigen, schlecht gerundeten, Flasergneisblöcken. Die Größe der jeweiligen Gneisblöcke ist nicht einheitlich und schwankt wie bei der Steinreihe von mehreren m³ bis unter 1 m³. Der zentrale Mittelstein der Steinkreise ist unverhältnismäßig größer als die Blöcke, die den äußeren Ring aufbauen. Zusätzlich weist der größere Kreis einen so genannten „Nordstein“ auf. Dieser ist ca. 26 m exakt N des Kreises auf einer Anhöhe, etwa am Beginn der Steinreihe, situiert. Auf dem Orthophoto von 2001 ist, wie bei den verfügbaren älteren Luftbildern auch, noch der liegende „Mittelstein“ vor der Hütte im SW zu erkennen. Das später aufgenommene Laserscanning Höhenmodell (DHM), wie auch das Orthophoto von 2006, zeigen bereits die Veränderungen bzw. die Aufstellung des Blockes und auch der weiteren Blöcke.

Auf dem Gelände standen insgesamt 4 Hütten, wobei die nördlichste zuletzt abgerissen wurde. Auch die bereits früher abgerissenen Hütten wurden in die Karte miteinbezogen. Außerdem wurden 2 Metallgitterkäfige errichtet, welche freigelegte „Rätia-Steinreihen“ zeigen sollen.

Im Sommer 2006 erfolgte eine archäologische Grabung im Auftrag von G. PIRCHL (FUCHS, 2006). Bei Grabungen an vier Stellen innerhalb des großen Steinkreises (in Anlage D und F aus-

gewiesen) wurden neben rezenten Fundstücken (Flaschenreste, Kunststoffreste, Keramikbruchstücke, Taschenmesser, Hufnägel etc.) scheinbar Geländeadaptierungen im Bereich N des Mittelsteins des großen Steinkreises sowie teilweise künstlich verlegte Steine festgestellt. Dies wurde trotz der in den Grabungsschichten dokumentierten Störungen durch Tiergänge, Wurzeln sowie rezenten Bodeneingriffen festgestellt (FUCHS, 2006). In dem Bericht wird die „Prospektion mit Hilfe von Pendel und Tensor in Kombination mit der archäologischen Methodik“ als „unverzichtbar für das Erzielen von brauchbaren Ergebnissen“ dargestellt (FUCHS, 2006, S.15). Eine Bestätigung der Ergebnisse durch ein weiteres archäologisches Gutachten bzw. eine weitere archäologische Grabung eines Universitätsinstituts fehlen bis dato.

Bei einer stichprobenartigen Grabung (siehe Anlage B, Foto Nr. 37) wurde in etwa 15-20 cm Tiefe eine verrostete Feile gefunden. Es wurde weiters feinkörniger „grauer Schutt“ freigelegt, der wahrscheinlich rezente Bautätigkeiten widerspiegelt. Beim nunmehr senkrecht gestellten „Mittelstein“ befand sich ein Grillplatz (siehe Anlage B, Foto Nr. 36).

Ob diese Lokalität archäologische Relevanz besitzt oder nicht, bleibt Archäologen vorbehalten zu beurteilen und war nicht Thema dieser Arbeit. Zwecks Vollständigkeit ist die hier gegebene Darstellung aber angebracht. In Anlage B (Fotos Nr. 32/33 bzw. 34/35) wird die untere Ronaalpe vor und nach der Aufstellung der Blöcke von verschiedenen Perspektiven aus gezeigt.



Abb. 4.1: Links: Querschnitt des muldenförmigen Trockentals, welches die untere von der mittleren Ronaalpe trennt. Verbreitet kristalline erratische Illgletscher-Blockstreu (i. W. Gneise). Im Vordergrund: Vernässungsbereich (dichter Pflanzenbewuchs). Rechts: Steinkreis untere Ronaalpe, links oben im rechten Bild: Mittlere Ronaalpe.

N der Steinreihe, am Beginn der mehrfach erwähnten, etwa WNW-ESE verlaufenden Abbrisskante, ist (kalkige) Raibler Rauhacke (GK28: -43573/224173) aufgeschlossen. Es war dies der einzige zum Zeitpunkt der Kartierung aufgeschlossene Bereich des Festgesteinsunter-

grundes in unmittelbarer Nähe der unteren Ronna. Ins Liegende gehend folgen Raibler Dolomite. Diese sind jedoch erst in einiger Distanz in nördliche Richtung aufgeschlossen (Anlage E). Es ist somit anzunehmen, dass der Festgesteinsuntergrund der unteren Ronaalpe zu einem Teil von Raibler Rauhwacke aufgebaut wird. Eine eindeutige Bestimmung der Oberkante des Festgesteinsuntergrundes bzw. der Mächtigkeit der Moränenüberdeckung ist ohne weitere Untersuchungen (Geophysik, Bohrungen, Schürfe), auch im Hinblick auf die Heterogenität der Raibler-Formation auf kurzer Distanz, nicht durchführbar und lag außerhalb der Möglichkeiten dieser Diplomarbeit.

Die im S anschließende glaziofluviale Erosionsrinne bzw. das Trockental ist teilweise vernässt (GK28:-43603/224059), da ein künstlich umgeleitetes Gerinne von der oberen Ronna kommend, etwas weiter SE in die Rinne eingeleitet wird. Dieses Trockental weist im SE anfänglich einen V-förmigen Querschnitt auf, der etwa ab der unteren Ronna in einen muldenförmigen Querschnitt übergeht. Dieser Rinne weiter nach NW folgend, besteht bei GK28:-43740/224191 ein Strömungskörper, in dem 2 Rinnen eingeschnitten sind. Hier biegt die Rinne nach W ab um kurz darauf wieder die ursprüngliche NW Orientierung anzunehmen. In dieser Rinne sind zahlreiche kristalline Erratika angetroffen worden. Im Bereich der Steinkreise zeigen diese z. T. geringen Bewuchs. Hier ist es wahrscheinlich spät und postglazial zu einem Ausspülen des Feinkornanteils gekommen.

Durch das Vorkommen von kalkigen Erratika auf 1170 m SH NNW der Steinreihe (GK28:-43714/224311) ist ein zungenartiger Vorstoß bzw. Einfluss des lokalen, von der Furkla herabziehenden, Eislappens dokumentiert. Der Verzahnungsbereich bzw. der Bereich des Wechselspiels von diesem Eislappen und dem Illgletscher ist daher insb. in diesem Bereich augenfällig.

Bei der Begehung des an die Lokalität im E hangseitig angrenzenden Waldstücks konnten zahlreiche kristalline Erratika (hpts. Flasergneise) kartiert werden. Neben einigen großen Blöcken fanden sich viele mittelgroße Findlinge aber auch viele kleinere Blöcke. Die Abwesenheit von karbonatischen Lokalerratika weist den Bereich als Einflussgebiet des Illgletschers aus. Auch am Gelände der Steinkreise wurden weitere kristalline Erratika angetroffen.

Bodenkriechen herrscht am Hangfuß im SE, am Beginn des Waldstücks, vor. Unweit des Aufschlusses von Raibler Rauhwacke ist ebenfalls Bodenkriechen festzustellen. Der Anzeiger dieser Kriechprozesse ist der Kniewuchs einzelner Bäume. Im Waldstück, das N angrenzt, sind zahlreiche kleinere Abrissnischen festzustellen, die im unteren Bereich in Richtung Plattenbacheinschnitt (Mottawald) durch Wasseraustritte begünstigt werden.

Das auf der unteren Ronaalpe abgelagerte Moränenmaterial wurde als siltig/toniges Moränenma-

terial ausgewiesen. Dieses besitzt eine feinkörnige Matrix, in welcher schlecht sortiertes und schlecht gerundetes Geschiebematerial schwimmt. Anteilsmäßig überwiegen kristalline Komponenten (vorwiegend Flasergneise, teils. Mylonitische Gneise). Untergeordnet finden sich karbonatische Komponenten. Es besitzt eine feinkörnigere Matrix als die Lockersedimente, die etwas weiter N in Richtung Plattenbacheinschnitt entlang einiger Anbrüche aufgeschlossen sind. Diese zeigen eine sandig/kiesige Matrix und scheinen eher (glazio-)fluvial überprägt worden zu sein. Die Aufschlüsse von Moränenmaterial auf der unteren Ronna sind jedoch sehr schlecht und deshalb kann diese Einteilung nur eine Generalisierung sein. Die erwähnte Festgesteinsschwelle, bestehend aus Raibler Rauhwacke, scheint zu einer nischenartigen Akkumulation von Moränenmaterial geführt zu haben. Gegen die Festgesteinsschwelle hin scheint die Mächtigkeit des Moränenmaterials abzunehmen.

Die Erratika der unteren Ronaalpe wurden wahrscheinlich bei einem Illgletscherstand von unter 1190 m SH (I9) abgelagert und evtl. durch von der Tschengla kommende Schmelzwässer teilweise freigelegt. Die Entwässerung erfolgte über den Durchgang bei Vilschena. Der Illgletscher stabilisierte sich dann auf einem Stand um 1170-1140 m SH (I10).

Die Genese des Reliefs der Lokalität untere Ronna ist, wie von KRASSER (1955), SIMONS (1985), KELLER (1988) und SEIJMONSBERGEN (1991, 1992) beschrieben, in einem Wechselspiel von glazialen bzw. randglazialen und v. a. glaziofluvialen Erosionsprozessen zu suchen. DE GRAAFF (2007, mdl. Mitt.) schätzt, dass der „Komplex Schmelzwasserrinne“ bei der letzten Vereisung rund 400 Jahre aktiv war und in mehreren Kaltzeiten reaktiviert wurde. Die Entwässerung erfolgte, wie oben bereits erwähnt, über den Durchgang bei Vilschena. Als der Gletscher zurück schmolz war die Staufunktion nicht mehr gegeben. Jetzt erfolgte die Entwässerung der Ronaalpe generell wieder über den Plattenbach. Bei der Entstehung des Reliefs könnte Verkarstung der unterlagernden Raibler-Formation ebenfalls eine Rolle gespielt haben bzw. bis heute spielen (SIMONS, 1985). Am N Ende der Schmelzwasserrinne ist eine Depression (GK28:-43875/224248) vorhanden, da der Plattenbach spät- bis postglazial einen Schwemm/Murfächer in die Rinne ablagerte und diese somit abriegelte (vgl. SIMONS, 1985).

Anthropogene Veränderungen sind auf dem Luftbild von 1973 insb. im S der unteren Ronna zu erkennen, wo teilweise auch kleineres erratisches Blockwerk möglicherweise umgelagert wurde. Die derzeitigen aktiven geomorphologischen Prozesse umfassen neben Bodenkriechen und kleineren oberflächlichen Materialabträgen v. a. beim im N angrenzenden Hangbereich auch leichte Blaikenbildung am S-Hang der glaziofluvialen Erosionsrinne. Im Bereich des E-Endes des großen Steinkreises ist eine seichte Depression vorhanden, welche entweder durch Lösungsprozesse

in der unterlagernden Raibler-Formation oder durch Prozesse im Zuge des Abschmelzvorgangs des Illgletschers entstanden sein könnte (siehe Anlage B, Foto Nr. 2). Auf den Fotos, die vor den Aufstellungsarbeiten aufgenommen wurden, ist durch dichten Pflanzenbewuchs vereinzelt eine erhöhte Feuchtigkeit im nördlichen Hangfußbereich festzustellen (Anlage B, Foto Nr. 32, 34). Anlage F zeigt die Geomorphologie der unteren Ronna im Maßstab 1:2000.

4.3 Mittlere Ronaalpe (Mittlere Ronna)

An die untere Ronaalpe schließt im S, topografisch erhöht, nach dem muldenförmigen Trockental bzw. der Schmelzwasserrinne, die Lokalität mittlere Ronaalpe an (GK28:-43686/224002). Im S, SE und nach ESE gehend wird die alpwirtschaftlich genutzte Lokalität von Erhebungen begrenzt (siehe Anlage B, Foto Nr. 3).

Auf der mittleren Ronna vermutete K. FRITSCH eine Steinreihe. Nach positiv abgeschlossener Überprüfung durch G. PIRCHL erfolgte deren Aufstellung. Weiters wurde ein Steinkreis im Bereich des Alpbrunnens aufgestellt (PIRCHL, 2004), welcher auf der Erhebung im W bzw. NW der Lokalität liegt. Die 164, 3 m lange, ebenfalls nach WNW ausgerichtete, Steinreihe besteht aus 10 Gneisblöcken unterschiedlicher Größe ($\sim 0,5-1 \text{ m}^3$) und Form. Der in etwa 15 m Durchmesser aufweisende Steinkreis besteht aus 11 Blöcken unterschiedlicher Form und Größe ($\sim 0,5-1 \text{ m}^3$) und entspricht von der Symmetrie her ebenfalls nicht einem Kreis. Bei diesem Steinkreis, der wiederum mehrheitlich aus erratischen Flasergneisblöcken besteht, findet sich auch ein alpiner Verrucanoblock. Zwei Hütten bestanden im SSE der mittleren Ronaalpe.



Abb. 4.2: Links: Kniewuchs einer Lerche zeigt Bodenkriechen an. Rechts: Raibler Kalke der mittleren Ronna, Einfallen: 31° SE (GK28:-44705/221459). Blick nach E. Auffällig ist die durch Kalkbänke verursachte Geländekante, die sich weiter verfolgen lässt. Geringe Bodenmächtigkeit. Größenvergleich: 30 cm langes Lineal in der Bildmitte.

Am NW Hang der Erhebung, auf welcher der „Steinkreis“ der mittleren Ronna situiert ist, sind hellgraue, gebankte, Raibler Kalke aufgeschlossen, die mit etwa 31 ° nach SE (in den Hang) einfallen (Abb. 4.2, rechts). Die Erhebung scheint somit einen festen Pfeiler aus Raibler Kalken zu bilden.

Die „Steinreihe“ liegt teils in einem im SE vernässten Trockental bzw. in einer ehemaligen Schmelzwasserrinne (Anlage B, Foto Nr. 30). Eine kleine NW-SE verlaufende Erosions- bzw. Schmelzwasserrinne durchzieht den Hügel des aufgestellten Steinkreises, der im SW ein buckeliges Relief aufweist. Kleineres lokales, kalkiges und untergeordnet dolomitisches erratisches Blockwerk ist in diesem südwestlichen Bereich angehäuft. Das Trockental ist insgesamt weniger ausgeprägt und war kürzer aktiv als die Schmelzwasserrinne der unteren Ronna. Es scheint im Zuge eines kürzer andauernden Haltes des Illgletschers entstanden zu sein. Der Schmelzwasserabfluss erfolgte über Vilschena, wodurch auf 1190 m SH (I9) eine Rinne ausgeschürft wurde. Postglazial sedimentierte der Plattenbach, wie topografisch unterhalb, einen rechtsufrigen Schwemmfächer in die Rinne (GK28: -44001/224211, ~1187 m SH; vgl. Anlage B, Foto Nr. 8). Am Ende eines im unteren Bereich feuchten Trockentals WNW der mittleren Ronna (GK28: -43935/224117; 1195 m SH) sind kalkige Erratika angehäuft und kleinere Verrucanoblöcke eingeschaltet sowie Terrassenrelikte (1197 m Terrasse) vorhanden. Diese Rinne ist demnach namentlich der Erosion des Furklagletschers bzw. dessen Schmelzwässer zuzuordnen, zeigt aber auch einen gewissen Einfluss des Illgletschers.

Der Bereich dürfte daher, wie schon KELLER (1988) und auch KRASSER (1955) beschrieben, ein Verzahnungs bzw. ein Bereich des Wechselspiels von lokalem Furklagletscher und Illgletscher sein, da kristalline Fernerratika gepaart mit karbonatischen Lokallerratika auftreten. Sedimentmaterial wurde nach H. BERTLE (1999) hpts. vom Mühlebach als auch von der Schesa am Illeisrand entlang herangeführt.

Nach ESE gehend, an einem WNW-ESE orientierten Moränenwall des Illgletschers, an dem Gneis-Erratika zu finden sind, und der den Bereich mittlere Ronna von der großen Schmelzwasserrinne der unteren Ronna abtrennt, war zum Zeitpunkt der Kartierung sandig/kiesiges Moränenmaterial aufgeschlossen. Dieser Aufschluss war im Zuge von Bautätigkeiten, welche den Ausbau des Wander/Güterweges betrafen, entstanden. Möglicherweise hat ein ehemaliges Gerinne von der oberen Ronna kommend (heute in die große im NE gelegene Schmelzwasserrinne umgeleitet) diesen Bereich etwas fluvial aufgearbeitet. Im SE wird der Bereich durch eine NE-SW orientierte Wallform begrenzt, welche eine Bestreuung aus Gneis-Erratika aufweist und somit als Bildung des Illgletschers auszuweisen ist. Die Mächtigkeit des Moränenmaterials scheint

dann gegen W und SW, zur oberen Ronaalpe hin, deutlich abzunehmen, wie die dort ausstreichende, flach nach SSW einfallende, Raibler Rauhwacke bezeugt. Der Bereich mittlere Ronna scheint insb. im W eine geringe Lockersedimentüberdeckung zu besitzen und eher das vorerodierte Relief im Felsuntergrund (gebankte Raibler Kalke) wiederzuspiegeln. Das Relief dürfte in mehreren Kaltzeiten gebildet worden sein.

Die durchwegs kristallinen Erratika des „Steinkreises“ dürften hauptsächlich durch den Illgletscher abgelagert und später v. a. (glazio-)fluvial ausgespült worden sein. Es dürfte zu einer Ausspülung des Feinkornanteils gekommen sein. Am Hang im SW, der zur oberen Ronna überleitet, ist durch deutlichen Kniewuchs einer Lerche Bodenkriechen festzustellen, wie Abb. 4.2 zu entnehmen ist. Am Fuß dieses Hanges ist weiters eine kleinräumige Vernässungsstelle festzustellen - der Hang dürfte somit z. T. stark durchnässt sein. Dadurch werden Bodenkriechvorgänge begünstigt. Blaikenbildung tritt im NW des Steinkreises im steileren Hangbereich auf. Durch die Alpwirtschaft entstandene Viehgangeln tragen ihrerseits zur Erosion bei. Der beginnende Bewuchs am Hangbereich im SW ist auf dem Luftbild von 1973 zu erkennen. Das Gerinne von der oberen Ronaalpe, das ursprünglich in die mittlere Ronaalpe entwässerte, ist in diesem Jahr bereits künstlich in die N gelegene Schmelzwasserrinne umgeleitet worden. Die deutlich ausgeprägten Viehgangeln sind ebenfalls bereits auf historischen Luftbildern deutlich zu erkennen. Weiters bestand ein etwa NW-SE verlaufender Güter- bzw. Wanderweg von der unteren zur mittleren Ronaalpe, der weiter nach E in Richtung Tschengla verlief. Dieser, heute überwachsene, Weg ist noch an einzelnen Markierungssteinen ersichtlich. Bei diesen Markierungssteinen handelt es sich um teils überwachsene, mittelgroße Flasergneisblöcke (siehe Anlage B, Fotos Nr.39/40). Anlage F zeigt die Geomorphologie der mittleren Ronna im Maßstab 1:2000.

4.4 Vilschena

Das Gebiet Vilschena, das auch als „Schöner Mäher“ bezeichnet wird, umfasst ein kleineres Areal im NW des Untersuchungsgebietes (GK28:-43951/224490). Im N der Lokalität ist ein eindrucksvoller (~4*3*3m großer), würfelförmiger, erratischer Flasergneisblock situiert, der laut PIRCHL (2004) einen Mittelstein bzw. einen ehemaligen Kultplatz widerspiegeln soll. Aufstellungsarbeiten oder archäologische Grabungstätigkeiten sind in diesem Gebiet nicht durchgeführt worden. Mögliche anthropogene Bearbeitungen an der Oberfläche des großen erratischen Blocks konnten registriert werden, doch könnten diese auch rezent entstanden sein. Lesesteinmauern aus

kristallinem Geschiebe (<1m größte Kantenlänge-Fraktion) sind erwähnenswert.



Abb. 4.3: Überblick über den Bereich Vilschena. Pfeil links zeigt die 1170 m Terrasse. Zweiter Pfeil von links zeigt die Festgesteinsschwelle bestehend aus gebankten Raibler Kalken. Dritter Pfeil von links zeigt den großen, würfelförmigen Flasergneis-Erratiker. Der blaue Pfeil in der muldenförmigen Rinne zeigt die Fließrichtung und den ehemaligen Durchgang des Plattenbachs zum N-Hang des Tschalengaberges.

Der Festgesteinsuntergrund erschließt sich indirekt durch Aufschlüsse im W, N, E sowie durch ausstreichende Schichtglieder im südlich gelegenen Einschnitt des Plattenbachs. Gebankte Raibler Dolomite, die mit rund 30° nach SSE einfallen, sind im W auf 1180 m SH an einem Güterweg aufgeschlossen. Im N, an der orografisch linken Seite des Durchganges, der an den N-Hang des Tschalengaberges überleitet, sind gebankte Raibler Kalke aufgeschlossen. Am W-Hang des Mottakopfes stehen Arlbergkalke an. Beim im S gelegenen Einschnitt des Plattenbachs streichen großteils Raibler Dolomite aus. Der Festgesteinsuntergrund wird auf Grund dieser Aufschlüsse namentlich aus Raibler-Formation sowie zu einem kleineren Teil aus Arlberg-Formation aufgebaut. Die Schichtglieder im Bereich Vilschena fallen allesamt mit etwa 30° nach S bzw SSE ein (Anlage E).

Den bisherigen geomorphologischen Aufnahmen zu Folge stellt das Gebiet einen Schwemmfächer bzw. einen ehemaligen Verlauf des Plattenbachs dar, der in seinem Verlauf durch Eis bzw.

Sedimentmaterial nach N abgelenkt wurde. Weiters wurde eine zweite topografisch höhere und damit ältere Terrasse W der Häuser erkannt, die wiederum von einer höheren Abflussrinne begleitet wird (vgl. KELLER 1988, SEIJMONSBERGEN 1991, 1992, SIMONS 1985).

Die erratischen Blöcke liegen auf einem durch Terrassen gliederbaren Relief. Es können i. W. 3 verschieden stark ausgeprägte Terrassen unterschieden werden: Die untere 1160 m Terrasse, auf der die Gebäude situiert sind, sowie die 1170 m Terrasse und Terrassenrelikte auf 1190 bis 1200 m SH an die eine ältere Abflussrinne nach N gebunden ist. Diese Terrassen spiegeln sich im E, im Bereich Mottakopf, und sind mit Rinnen und Wallformen S des Plattenbachs korrelierbar. Im Zentrum der Lokalität Vilschena befindet sich eine etwa S-N verlaufende muldenförmige Rinne, welche im E von einer weiteren muldenförmigen Rinne begleitet wird. Diese Rinnen, die sich nach der Geländekante bzw. nach dem Durchgang im N vereinigen, stellen die letzten aktiven Abflusskanäle dar. Der große erratische Flasergneisblock liegt in etwa am Ende der westlichen Rinne auf der orografisch linken Seite. Zahlreiche, v. a. mittelgroße, z. T. überwachsene, Gneis-Findlinge finden sich insb. am Hangbereich im W und könnten postglazial evtl. durch Murgänge eingebettet worden sein. Weiters war eine Blaike am Hang im W erkennbar. Der Abfluss auf 1190 m SH, wo ein geringfügig ausgeprägter Kessel zu finden ist, dürfte einem kürzeren Illgletscherstand zuzuordnen sein (I9). Auf Grund der Abwesenheit von Lokallerratika ist der Bereich Vilschena i. W. vom Illgletscher vorerodiert und im Spätglazial von den Schmelzwässern des Ill- und des Lokalgletschers weiter ausgeschürft worden.

Die Mächtigkeit der Lockergesteine kann, wie bei der Erläuterung der bereits erwähnten Lokalitäten ausgeführt, ohne weitere Untersuchungen (Schürfe, Bohrungen und geophysikalische Methoden) nicht genau beziffert werden. Es dürfte hier, wie auch im Falle der Schmelzwasserrinne bei der mittleren und unteren Ronaalpe, zu einem vermehrten Abtrag von feinklastischem Material gekommen sein, das über den schon oben erwähnten Durchgang vom Plattenbach in Richtung Illtal abtransportiert wurde. Der große erratische Block wurde dadurch zusehends freigelegt. Über die Geomorphologie orientiert Anlage F im Maßstab 1:2000.

4.5 Spial/Außerberg/Außertobel

Der Bereich Spial wurde bereits mehrfach erwähnt. Es handelt sich um einen Bereich mit einer äußerst hohen Konzentration an erratischen Flasergneisblöcken. PIRCHL (2004, 2005 mdl. Mitt.) bringt die zahlreichen Flasergneis-Erratika insb. im bewaldeten Bereich S der Kapelle (etwa GK28:-41209/223312) mit einem prähistorischen Kultplatz bzw. mit Relikten eines solchen in Verbindung. Aufstellungsarbeiten oder archäologische Grabungen wurden hier keine durchgeführt.

Bei Außerberg kommen zahlreiche Flasergneisblöcke unterschiedlicher Größe vor (Abb. 4.4). Genauer betrachtet wurde das Areal W des ehemaligen Kiesabbaus (Anlage B, Foto Nr. 44, 45). Hier sind teils kreisartige Anordnungen von erratischen Blöcken zu erkennen. PIRCHL (2005, mdl. Mitt.) bringt diese Blöcke mit einer prähistorischen Kultstätte in Verbindung. Weiters wurde die weiter im E anschließende Erhebung und der N des Plattenbachs gelegene untere Abschnitt von Außertobel näher betrachtet. Auch hier sind kristalline Erratika zahlreich vertreten. Der Kiesabbau bei Außerberg ist begrünt worden. Die Spuren des Abbaus erkennt man noch deutlich am ebenflächigen Relief. Das Gebiet in dem die von PIRCHL indizierten erratischen Blöcke situiert sind, W der Straße, ist jedoch vom Abbau i. W. unberührt geblieben.

Im topografisch höheren Bereich Außertobel (etwa GK28:-42210/224617, rund 900 m SH), im bewaldeten Gebiet in der Nähe der Geländekante des Tschalengaberges, ist weiters eine hohe Konzentration an großen erratischen Gneisblöcken vorhanden, welche von PIRCHL (2004) als prähistorische Kultstätte gedeutet wird. Bei den Lokalitäten Außerberg und Außertobel wurden ebenfalls keine Aufstellungsarbeiten bzw. archäologische Grabungen durchgeführt.



Abb. 4.4: Außerberg (GK28:-41796/224111). Blick nach SW. Rechter Pfeil: Erratische Blockstreu (Flasergneise), z. T. eingebettet in Kiesterrassen (~791 m Terrasse). Teils Kreisartige Anordnung der Blöcke. Pfeil links zeigt die markante 840 m Terrasse. Das ebenflächige Relief im unteren Bereich weist den ehemaligen Kiesabbau aus (Siehe Anlage B, Foto Nr.45, 46).

Anlage G zeigt die Geomorphologie der Bereiche Spial, Außerberg und Außertobel im Maßstab 1:2000. Es sei vorausgeschickt, dass eine exakte Bestimmung der Mächtigkeit der quartären Lockergesteine der Lokalitäten Spial, Außerberg und Außertobel, wie bei den übrigen Detailkartierungsbereichen, außerhalb der Möglichkeiten dieser Diplomarbeit lag.

Den Festgesteinsuntergrund von Spial bilden Bürser Konglomerat bzw. Arlbergkalke und untergeordnet im E Muschelkalk und Partnachschiefer. Im W bzw. SW dieses Bereiches sind Dolinen bzw. Depressionen gelegen, die als Toteisbildungen interpretiert werden. Erwähnenswert ist die „aktive“ Doline bei GK28:-41421/223269 auf 785 m SH (Anlage B, Foto Nr.23). Etwas nach SE gehend befindet sich eine Staffelung an Moränenwällen, welche mit einer NNW-SSE orientierten Wallform auf 788 m SH beginnt und sich gegen ESE (in Richtung Bürser Schlucht) mit einigen terrassenähnlichen Formen (auf 770, 765, 759 und 754 m SH, Rückzugsstadium I21) weiter verfolgen lässt. In diesem Bereich könnten auch ältere Ausbrüche des Schesatobels zum Alvier hin eine Rolle gespielt haben, die das Moränenmaterial fluvial überprägten.

Das Bürser Konglomerat endet im NE auf rund 720 m SH mit steilen Geländekanten, an denen Schuttfächer ausgebildet sind. Die Bildung der glaziofluvialen Erosionsrinne, welche in diesem

Bereich tief in das Bürser Konglomerat eingeschnitten ist (Bereich Kuhloch), wurde durch die NNE-SSW Komponente des E-W/ NNE-SSW streichenden Bruchsystems im Bürser Konglomerat vorgezeichnet bzw. begünstigt. Zu den topografisch tiefsten Geländeformen, die sich von NE-Spal über Außerberg bis zum Buchwald korrelieren lassen, zählen die Terrassenrelikte um 640 m SH (644 m Terrasse, Rückzugsstadium I23).

Die Gneis-Erratika sind im Zuge des Ausschmelzens des Illeiskörpers abgelagert worden. Im Areal S der Kapelle St. Wolfgang sind ebenfalls Spaltenbildungen und deren Ansätze im Bürser Konglomerat anzutreffen und oft mit Quartärmaterial verschüttet. NW der Kapelle sind Erosionsrinnen ausgebildet, welche spätglazial durch Schmelzwässer angelegt und postglazial weiter eingetieft wurden.

Gebankte, flach nach SSE einfallende Raibler Dolomite bzw. dolomitische Kalke und Kalke bilden den Festgesteinsuntergrund der Kiesterrassen von Außerberg. Die Begrenzung der Synklijalstruktur bilden im S steil nach NNE einfallende gebankte Kalke der Arlberg-Formation.

Bei der Lokalität Außerberg handelt es sich um ein Relief, das durch mehrere Terrassen gliederbar ist. Diese Terrassen korrelieren teils über den Sporn im S (Plattenegg), an dem die erwähnten steil nach NNE einfallenden Arlbergkalke aufgeschlossen sind, mit den Terrassen bei Matin, die jedoch generell ein höheres Illgletscherniveau repräsentieren (Anlage G). Besonders markant ausgeprägt ist die 840 m Terrasse (Rückzugsstadium I19). Im N Teil, zum Einschnitt des Plattenbachs hin, sind einige Terrassenrelikte (Etwa auf 791, 802 und 820 m SH, Rückzugsstadium I20) zwischengeschaltet. Eine N-S verlaufende, teils vernässte, Schurfrinne (vgl. HAGSPIEL et al., 2008) verläuft im W der 840 m Terrasse und biegt nördlich nach E um. Hier durchbricht diese erhaltene Rinne die Terrassen bei etwa GK28:-41925/224015. Weiters ist ein kleineres, dem Plattenbach zubringendes, Gerinne im NE der Lokalität zu erwähnen, das womöglich auf einen lithologischen Wechsel im Felsuntergrund hindeutet. Es kommen zahlreiche große und mittelgroße erratische Flasergneisblöcke, meist eingebettet in den Hang, oder den Terrassen aufliegend, vor. Nach SIMONS (1985) dürften die Erratika auch durch Hangprozesse verlagert worden sein. Bei den Lockersedimenten, die einen Teil dieses Terrassenreliefs aufbauen, handelt es sich um sandigen Kies mit vereinzelt eingestreuten Geröllen und Blöcken, mit hauptsächlich lokalen, kalkigen und dolomitischen Komponenten des Einzugsgebietes des Plattenbachs sowie aufgearbeitetem Illmoränenmaterial. Nach H. BERTLE (1999) handelt es sich um Schüttungen des Plattenbachs gegen das jeweilige (absinkende) Illgletscherniveau.

Dieser sandige Kies wird nach W gehend von größerem Moränenmaterial überlagert. Die genaue

Abgrenzung ist jedoch diffizil. Nach KELLER (1988) entspricht die Wallform im W von Außerberg (GK28:-42182/224021) einem Illgletscher-Vorstoßwall mit vorgelagertem Sander (!). Wahrscheinlicher ist jedoch eine Stabilisierung des Illgletschers (Rückzugsstadium I16 bzw. I17) mit Schüttungen des Plattenbachs gegen dessen Eisrand (vgl. H. BERTLE, 1999). Kiesige, fluviatil geprägte Sedimente bzw. vom spätglazialen Plattenbach aufgearbeitetes Moränenmaterial ist mehrfach im (topografisch höheren) rechtsufrigen Plattenbachbereich anzutreffen (z.B. Mottawald). Die Konzentration von erratischen Blöcken wird in Richtung Plattenbach größer und setzt sich N des Plattenbachs (unterer Abschnitt des Bereiches Außertobel) fort. Im Hangbereich sind hier weit über hundert große erratische Gneisblöcke zur Ablagerung gelangt. Hier wurden keinerlei geschichtete Lockersedimente aufgeschlossen vorgefunden.

Die anthropogenen Veränderungen im Bereich Außerberg, die v. a. auf Grund des ehemaligen (heute begrüneten) Kiesabbaus und wegen Straßenbautätigkeiten entstanden, konnten durch den Vergleich von historischen Luftbildern dokumentiert werden: Im Luftbild von 1965 (vor den Abbautätigkeiten) sind mehrere erratische Blöcke auch im topografisch tieferen Bereich festzustellen, der durch den Kiesabbau verändert wurde. Im Zuge der Begrünung wurden einzelne Blöcke gestalterisch wieder in die Landschaft integriert. Die von PIRCHL indizierten Erratika, welche oberhalb der heutigen Straßenführung liegen, waren jedoch, soweit feststellbar, von keinerlei Änderungen betroffen.

Eine weitere ausgeprägte erratische Illgletscherblockstreu ist auf der im E anschließenden Erhebung anzutreffen. Am E-Hang dieser Erhebung sind Raibler Dolomite aufgeschlossen. Geschichtete Kiese konnten hier nicht gefunden werden. Dieser Bereich ist gegen W hin von einer Lesesteinmauer aus kristallinem Geschiebe begrenzt. In diesem Relief sind einige kleine Depressionen eingeschaltet, welche als Toteisbildungen interpretiert werden. Weiters ist eine, SW-NE verlaufende, muldenförmige, Rinne ausgebildet, die einen alten (Schmelzwasser-)Abfluss zum Plattenbach repräsentiert.

Von m 890-950 (Rückzugsstadium I15 bzw. I16) sind im Bereich Außertobel zahlreiche Schurf- bzw. Schmelzwasserrinnen und Depressionen (Toteisbildungen) ausgebildet. Den Felsuntergrund bilden mittelsteil nach SSE einfallende Arlbergkalke. Der Bereich weist eine ausgeprägte Blockstreu von vom Illgletscher transportierten Gneisblöcken auf. Diese Blockstreu reicht von Fürkele bis zum Mottakopf. Die von PIRCHL (2004) angesprochenen Findlinge befinden sich etwa am Ende einer glazialen bzw. glaziofluvialen Schurfrinne auf rund 900 m SH. Ein großer erratischer Flasergneisblock ist durch Druckentlastung bzw. Frostsprengung zerbrochen.

5. Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse der geomorphologischen Kartierung, abschließende Schlussfolgerungen und Ausblick

Die bisher zur Verfügung stehenden geologischen, geomorphologischen bzw. quartärgeologischen Studien, Aufnahmeberichte und Kartenblätter (H. BERTLE, 1999, HEISSEL et al. 1965, 1967, KELLER, 1988, MÖLK, 1996, VAN NOORD, 1996, OBERHAUSER, 2007, SEIJMONSBERGEN 1991, VAN NOORD&SEIJMONSBERGEN, 1991), welche das Untersuchungsgebiet in verschiedenen Ausschnitten und Maßstäben abdecken, konnten durch die hier durchgeführte Kartierung weitestgehend bestätigt und z. T. im Detail ergänzt werden.

Im Zuge der Kartierung des Festgesteinsuntergrundes im Maßstab 1:10 000 (Anlage E) konnte Bürser Konglomerat im N-Abschnitt von Spial kartiert werden. Hierbei kann es sich auch um einen Felssturz handeln. Topografisch höhere Konglomerate, welche grobklastische, kalkig zementierte, nachträglich vom Gletscher überfahrene Eisrandschüttungen darstellen, sind im Bereich W der oberen Ronna und im Mühlebachschnitt verbreitet. Sie besitzen wahrscheinlich ein dem Bürser Konglomerat vergleichbares Alter. Gesteine der Arosa Zone setzen sich höchstwahrscheinlich im Bereich Dunza N des Mühlebachs fort. Im Bereich Zwischenbäch wird die Arosa Zone z. T. aus dolomitischen Tonschiefern aufgebaut. Im Bereich Loischkopf konnten tektonisierte Kalke und karbonatfreie, quarzreiche, Tonschiefer differenziert werden. In diesem Bereich ist ein Kontakt zu Raibler Gips aufgeschlossen. Die Nordalpine Raibler-Formation ist sehr heterogen aufgebaut. Das Profil „Plattenbach-Schwammtobel-Valugatobel“ zeigt eine mehrmalige Einschaltung eines klastischen Horizonts im Wechsel mit karbonatischer Sedimentation. Das Vorkommen von Raibler Gips im SW des Untersuchungsgebietes konnte auf Grund der Verbreitung der Gipsdolinen gut aus dem digitalen Höhenmodell abgeleitet werden. Raibler Rauhwacke konnte im Bereich Burtschaalpe/Loischkopf-NE-Hang auf 1450 m SH kartiert werden. Diese tritt auch topografisch etwas unterhalb, innerhalb der Gipsdolinen des Maisäßwaldes, auf und zeigt die linsenförmige Verbreitung des Gipses an. Insb. im Bereich Kürst ist Raibler Rauhwacke breccios ausgebildet.

Im Zuge der geomorphologischen Kartierung konnten durch das Laserscanning DHM mit 1m Auflösung als topografische Basis, 1:5000 als Darstellungsmaßstab und auf Grund der Interpretation der aktuellen und historischen Luftbilder sowie auf Grund der Daten, die bei den Geländebe-

gehungen aufgenommen wurden, zahlreiche Details kartiert werden (Anlage D). Dies resultiert in einer exakteren Darstellung der Erratika (Anlage C), anthropogenen Veränderungen, Hydrographie, geomorphologischen Prozesse (Rutschung, Steinschlag, Bodenkriechen, Materialabtrag i. A., Vermurungen, Zerrspalten), Morphometrie bzw. Ausweisung von Abrisskanten, Lockergesteine, Eisrandterrassen(-relikte), Schurfrinnen, Schmelzwasserrinnen bzw. Trockentäler, Gipsdolinien und anderwärtig entstandene Depressionen (insb. Toteislöcher), Schwemm/Schutfächerareale mit einer Differenzierung nach Lithologie, Viehgangeln und Blaiken.

Hinsichtlich der Hydrographie sind v. a. die Quellaustritte im Mottawald erwähnenswert. Durch das DHM konnten Gipsdolinien und anderwärtige Depressionen, insb. Toteisbildungen, exakt kartiert werden. Für einen Überblick über die Geomorphologie von Bürserberg und die weiteren Details sei auf Kap. 3 und Anlage D verwiesen

Im NW des Untersuchungsgebietes sind kristalline Erratika bis auf etwa 1385 m SH kartiert worden. Der Illgletscher scheint hier den lokalen Alvieregletscherlappen (Furklagletscher) nach W abgedrängt zu haben. Bei den kristallinen Erratika handelt es sich vorwiegend um Flaserigneise. Im Bereich Zwischenbäch wurde der lokale Mühlebachgletscherlappen nach SE, in Richtung Schesabruchkessel abgelenkt. Größere Konzentrationen von Lokalerratika (i. W. Kalke/Dolomite) finden sich ca. ab Höhengichtlinie 1170-1200 m (vom Bereich Ronna bis Gaschiera) und markieren den Einflussbereich des Alvieregletschers und dessen transfluierende Gletscherlappen. An der N Seite des Schesabruchkessels ist erratisches Kristallin bis auf etwa 1370 m SH, auf der S Seite desselben bis auf eine Höhe von etwa 1120 m vorgefunden worden. Vereinzelt sind Blöcke best. aus alpinem Verrucano, Arosa Zone und Bürser Konglomerat im Untersuchungsgebiet zu finden. Zahlreiche Lesesteinmauern und Lesesteinhaufen im Untersuchungsgebiet dokumentieren „jüngere anthropogene Umlagerungen“ von kleineren Erratika meist kristalliner Natur. Für die Details sei auf Kap. 3.3.4 und Anlage C verwiesen.

An Lockergesteinen treten im Untersuchungsgebiet vielfältige sedimentäre Bildungen des Eisrandbereiches auf (Kap. 3.3.5). Die Unterscheidung verschiedener Abschmelzstadien des Illgletschers, wie dies von H. BERTLE (1999) und von KELLER (1988) durchgeführt wurde, konnte durch das DHM verfeinert dargestellt werden und ergibt sich direkt aus der geomorphologischen Karte im Maßstab 1: 5000 (Anlage D). Eine eindeutige Abgrenzung in div. Abschmelzphasen ist jedoch auf Grund des komplexen Abschmelzverhaltens des Illgletschers und des Einflusses des

Lokalgletschers schwierig zu bewerkstelligen.

Insgesamt wurden vom Bereich Loischkopf auf ca. 1620 m SH bis zum Bereich Buchwald auf etwa 611 m SH 24 Rückschmelzstadien des Illgletschers unterschieden. Lokalmoränen konnten besonders durch die Kartierung der erratischen Blöcke ausgewiesen werden und liegen auf der Burtschaalpe, bei Zwischenbäch, auf der Dunza sowie auf der Ronna vor. Auf Grund aufgefunder Kalk-Erratika kann festgehalten werden, dass ein Einfluss bzw. eine auslaufende Zunge des Furklagletschers bis über die untere Ronna bestanden hat.

Die Ausführungen insb. von KRASSER (1955) bzw. die Einteilung der Gletscherstände von KELLER (1988) und H. BERTLE (1999) konnten somit i. W. bestätigt und im Detail ergänzt werden. Für die Details sei auf das Kap. 3.3.7 verwiesen.

Der Bereich **Tschengla** (Anlage F) ist als ein teils isolierter Ausschmelzbereich des Illgletschers zu bezeichnen, wie zahlreiche NW-SE orientierte Moränenwälle, zahlreiche kristalline Gneis-Erratika und NW-SE gestreckte Depressionen, welche auf Toteisbildungen zurückzuführen sind, zeigen. Der Durchmesser der Depressionen schwankt von ca. 65 bis wenige m. Der Schmelzwasserabfluss erfolgte anfangs nach W über die Rinne zur Ronna und weiter zur Vilschena bei einem Illgletscherstand von etwa 1200 m SH. Später, bei bereits weiter zurück geschmolzenem Illgletscher, erfolgte die Entwässerung auch zum Mühlebach und zum Kürstwald hin, wie erhaltene Rinnenrelikte zeigen.

Die Erratika im N des Bereichs Tschengla, bei denen PIRCHL eine Kultstätte vermutet, liegen auf der 1221 m Terrasse des Illgletschers. Durch erhaltene, klein dimensionierte, Depressionen im N dieser Lokalität, welche höchstwahrscheinlich Toteisbildungen repräsentieren, ist eine großflächige anthropogene Umgestaltung im Zuge der Verlegung von „Rätia-Steinen“ unwahrscheinlich. Eine mögliche anthropogene Bewegung der Blöcke aus unterschiedlicher Intention heraus ist aber dennoch möglich (ZANESCO, 2003).

Der Bereich **untere Ronna** (Anlage F) ist einem späteren, tieferen Illgletscherstand zuzuordnen. NW der Lokalität wurde durch die Detailkartierung der Erratika der Verzahnungsbereich bzw. der Bereich des Wechselspiels des Illgletschers und des lokalen, von der Furkla herabziehenden Eislappens deutlich, dessen wahrscheinliche Vorstoßgrenze dort auf 1170 m SH kleinere Kalk-Erratika markieren (GK28:-43714/224311). Die erratischen Gneisblöcke sind einem Illgletscherstand von ~ 1190 m SH zuzuschreiben. Der Bereich dürfte eisfrei geworden sein als die Schmelzwasserrinne bei Vilschena vollständig aktiv wurde. Darauf folgte ein längerer Halt des

Illgletschers auf ~ 1150 m SH. Die Schmelzwasserrinne dürfte in mehreren glazialen Phasen reaktiviert worden sein.

Die Erratika innerhalb der Schmelzwasserrinne sind fluvial ausgespült worden, können aber, auf Grund ihres geringen Bewuchses, auch in jüngster Zeit bewegt worden sein. In diesem Zusammenhang sei auch auf die historischen Wegmarkierungen (Anlage B, Foto Nr. 38, 39) mit Gneisblöcken SE der mittleren Ronna hingewiesen. Der große Block auf der unteren Ronna ist bereits auf den ältesten Luftbildern deutlich zu erkennen. Der seichte Kessel im E dieses Bereiches könnte auf Toteisbildungen oder aber auch auf Lösungsprozesse in der unterlagernden Raibler-Formation begründet sein. Der „Mittelstein“ und die weiteren kristallinen Erratika dieses Bereiches können als Ablagerungen des Illgletschers ausgewiesen werden. Eine anthropogene Veränderung der Lokalität ist teilweise vorhanden, ist aber sehr wahrscheinlich auf rezente Eingriffe beschränkt.

Die Erratika des Bereichs **mittlere Ronna** (Anlage F) wurden im Zuge eines kürzer andauernden Illgletscherstandes (verglichen mit der unteren Ronna) um rund 1200 m SH abgelagert. Zu dieser Zeit könnte der Furklaislappen des Alvieregletschers noch teilweise in Kontakt mit dem Illgletscher gestanden haben, wie das gemeinsame Auftreten von kalkigen, dolomitischen und kristallinen Erratika bezeugt. Ebenso wahrscheinlich ist ein nachträgliches Vorstoßen des Furklaisgletschers in diesen Bereich, bei schon weiter zurück geschmolzenem Illgletscher.

Der Bereich der aufgestellten Erratika wurde von Schmelzwässern teils stark überprägt bzw. die Erratika ausgespült und weist v. a. im W eine geringe Moränenüberdeckung auf. Bodenkriechen ist am Hang im SW festzustellen. Eine anthropogene Veränderung kann nicht ausgeschlossen werden, könnte aber auch im Zusammenhang mit den erwähnten Wegmarkierungen (Anlage B, Foto Nr. 38, 39) stehen, wie die etwas weiter im E befindlichen, überwachsenen Gneis-Erratika zeigen. Die Verteilung der Erratika kann aber grundsätzlich auf das Wechselspiel von Ill- und Furklaisgletscher zurückgeführt werden.

Der Bereich **Vilschena** (Anlage F) entspricht dem ehemaligen Entwässerungsweg der Schmelzwässer bzw. dem ehemaligen Transfluenzpass von Eis des Illgletschers insb. bei einem längeren Stand auf rund 1160 m SH. Topografisch höhere, gleichartige, aber weniger ausgeprägte, Trockentäler und Schurfrinnen zeigen ältere, weniger ausgeprägte, Illgletscherstände an. Der große Gneis-Erratiker im N der Lokalität dürfte ausgespült worden sein. Großteils überwachsene bzw. überdeckte kristalline Erratika insb. am im W anschließenden Hangbereich könnten durch post-

glaziale Murgänge eingebettet worden sein. Im Postglazial dürfte auch der Plattenbach, analog dem rechtsufrigen Bereich, einen Fächer abgelagert haben, bevor sich dieser weiter, seinem heutigen Verlauf folgend, einschneiden konnte.

Die Erratika bei Vilschena können also einem Illgletscherstand von rund 1160 m SH zugeordnet werden, als die erwähnte topografisch höhere Rinne aktiv war. Nachträglich kam es zur Ausspülung durch Schmelzwässer. Lokalgletschereinfluss ist nicht vorhanden. Eine anthropogene Bewegung des großen Blocks ist unwahrscheinlich. Eine anthropogene Bearbeitung/Nutzung ist jedoch durchaus möglich. Lesesteinmauern aus kristallinem Geschiebe sind erwähnenswert und daher entspricht die Verteilung von kleineren Erratika (<1m größte Kantenlänge-Fraktion) nicht mehr der ursprünglichen.

Das Areal **Spial** (Anlage G) stellt eine der größten Ansammlungen kristalliner Erratika des Illgletschers im Untersuchungsgebiet dar. Gestaffelte, spätglaziale, geringmächtige, Moränenwälle, Trockentäler und Erosionsrinnen sowie Toteislöcher prägen das Gebiet. Die Moränenwälle korrelieren teils mit Terrassenrelikten bei Außerberg und Buchwald. Charakteristisch sind die hauptsächlich E-W und NNE-SSW orientierten Spaltenbildungen im Bürser Konglomerat. Die geringmächtigen überlagernden Sedimente zeichnen z. T. dieses Untergrundrelief nach. Die Erratika wurden bei Illgletscherrückzugsständen von ca. 770 – 650 m SH abgelagert und wurden postglazial höchstwahrscheinlich sowohl (glazio-)fluvial etwas umgelagert bzw. ausgespült als auch möglicherweise durch die Spaltenbildungsvorgänge im unterlagernden Bürser Konglomerat bewegt. Ein Lesesteinhaufen von kristallinem Geschiebe N der L82 (Brandnertalstraße) ist erwähnenswert und zeigt eine anthropogene Veränderung von kleineren Erratika an. Die letzte tiefgreifendere Bewegung der größeren Blöcke dürfte aber mit hoher Wahrscheinlichkeit auf den Illgletscher bzw. durch die Spaltenbildungen bedingt gewesen sein. PIRCHL (2004) erwähnt einen „Aufgang zum Kultplatz“ (S. 71). Bei diesem (~750 m SH, GK28:-41154/223614) dürfte es sich aber um eine Erosionsrinne handeln, welche spätglazial angelegt und postglazial weiter eingetieft wurde, wie der im unteren Bereich vorhandene V-förmige Einschnitt nahe legt (Anlage B, Foto Nr. 25).

Bei **Außerberg** (Anlage G) kann ein etappenhaftes Rückschmelzen des Illgletschers bei schon weit zurück geschmolzenem Lokalgletscher festgestellt werden. Der Plattenbach lieferte lokale Sedimentfracht gegen den Illeisrand und arbeitete teils auch das Illmoränenmaterial auf.

Markant ist hier die 840 m Terrasse ausgebildet. Die Gneis-Erratika sind, wie SIMONS (1985)

anmerkt, wahrscheinlich umgelagert worden. Diese wurden in die spätglazialen Schüttungen des Plattenbachs eingebettet, als der Illgletscher um einen Stand von rund 800 m SH pendelte.

Die Erratika des im E angrenzenden Bereiches sind im Zuge des Ausschmelzens des Illgletschers abgelagert worden, wie Toteisbildungen bezeugen und sekundär wahrscheinlich nicht umgelagert, jedoch höchstwahrscheinlich teilweise etwas ausgespült worden, wie eine erhaltene Schmelzwasserrinne anzeigt. Durch den Kiesabbau wurde das Gelände bei Außerberg stark verändert – die von PIRCHL indizierten Erratika oberhalb der heutigen Straßenführung waren aber, soweit einsichtig, nicht vom Abbau betroffen. Die Geländelage der großen Findlinge, die PIRCHL mit einer prähistorischen Kultstätte in Verbindung bringt, ist somit i. W. durch Abschmelzprozesse des Illgletschers sowie durch Eisrandschüttungen des spätglazialen Plattenbachs zu Stande gekommen und wahrscheinlich nicht anthropogen beeinflusst. Hangprozesse wie Bodenkriechen könnten eine Rolle gespielt haben bzw. spielen, wurden aber nicht direkt beobachtet. Deren Erfassung lag außerhalb der Möglichkeiten dieser Diplomarbeit.

Der topografisch höhere (m 890-950) Bereich **Außertobel** (Anlage G) ist durch E-W orientierte Schurfrinnen, Depressionen und einer erhöhten Konzentration von großen Fernerratika gekennzeichnet. Diese Erratika sind z. T. von Frostsprengung bzw. Druckentlastung betroffen. Die hohe Konzentration von Findlingen an der Geländekante des Tschalengaberges ist möglicherweise auf eine Stauwirkung dieser Geländekante auf den Illgletscher zurückzuführen, wie schon AMPFERER (1909) andeutete. Schmelzwässer legten diese Findlinge im Zuge des Abschmelzvorgangs des Illgletschers teilweise frei. Die Verteilung der erratischen Blöcke in diesem Bereich ist somit dem Illgletscher und nachträglichen Verwitterungs- bzw. Ausspülungsprozessen zuzuschreiben. Es liegt daher der Schluss nahe, dass anthropogene Verfrachtungen großer Erratika hier weniger eine Rolle spielten.

Anthropogene Veränderungen von erratischen Blöcken sind im Untersuchungsgebiet insb. durch Bergbau, Gebäude- und Infrastrukturbau sowie im weniger bebauten Bereich besonders durch Lesesteinmauern, Wegmarkierungen und Lesesteinhaufen markiert. Durch die hier angewandte Methodik kann eine lokale anthropogene Veränderung einzelner Erratika nicht ausgeschlossen werden. Archäologische Aussagen waren aber, wie eingangs erwähnt, nicht das Thema dieser Arbeit.

Die Ergebnisse der hier durchgeführten geomorphologischen Detailkartierung legen jedoch die Schlussfolgerung nahe, dass zumindest große Erratika nicht über weite Distanzen transportiert

bzw. dass keine großflächigen prähistorischen Umgestaltungen durchgeführt wurden - die Verteilung der erratischen Blöcke, wenigstens der meisten großen, ist sehr wahrscheinlich direkt mit dem Abschmelzprozess des Illgletschers und des lokalen Alviergletschers bzw. mit dessen transfluierenden Gletscherlappen und den danach stattfindenden geomorphologischen Prozessen zu erklären. Vom Bereich Ronna bis Gaschiera ist durch das gemeinsame Auftreten von kristallinen Fern- und karbonatischen Lokallerratika dieses Wechselspiel des Illgletschers mit den Eislapen des Alviergletschers dokumentiert. An spät- und postglazialen Prozessen, welche die Geländelage von erratischen Blöcken verändern können, sind insb. Hangprozessaktivitäten, Ausspülungsprozesse sowie Baum- bzw. Wurzelwachstum als auch Erdbeben zu nennen. Von Umlagerung durch Pflanzenwachstum können aber, wenn überhaupt, höchstwahrscheinlich nur die erratischen Blöcke bis zur 1-2 m größte Kantenlänge-Fraktion betroffen sein.

Durch die hier durchgeführte geomorphologische Detailkartierung kann festgehalten werden, dass die Verteilung und Geländelage der, zumindest großen, Erratika sehr wahrscheinlich größtenteils einem natürlichen Zustand entspricht, der allein durch quartärgeologische bzw. geomorphologische Prozesse und Ursachen zu Stande gekommen bzw. erklärbar ist.

Die in Anlage A angeführten röntgendiffraktometrischen Gesamtmineralanalysen von kristallinem Geschiebematerial von der unteren und mittleren Ronaalpe (untere/mittlere Ronna) konnten eine „radiästhetische“ Unterscheidung bzw. eine Einteilung des Geschiebematerials in 2 Gruppen durch G. PIRCHL nicht bestätigen. An Mineralphasen wurden Quarz, Feldspäte, Hornblende, Chlorit und Glimmer unterschieden - Es zeigten sich keine Trends bzw. Unterschiede in deren Auftreten bzw. Häufigkeit, die mit der zuvor durchgeführten Unterscheidung in Verbindung zu bringen gewesen wären.

An weiterführenden Untersuchungen, v. a. zur Kenntniserweiterung der Geochronologie des oberen Würm in Vorarlberg, sollten u. a. absolute Altersdatierungen (z. B. Datierungen erratischer Blöcke mittels optisch stimulierter Lumineszenz, OSL) durchgeführt werden. So könnten Depositionsalter der möglicherweise archäologisch relevanten Findlinge bestimmt werden. Weiters könnten Fragen wie etwa nach dem Zeitpunkt der Abtrennung des Alviergletschers vom Illgletscher und nach erneuten Vorstößen in diesem Gebiet einer Lösung näher gebracht werden.

Ein archäologisches Gutachten, welches die Bereiche untere-, mittlere Ronna, Vilschena, Spial Außerberg und Außertobel umfasst, wäre wünschenswert und könnte die kontroversielle Diskussion um die „Steinkreise“ konstruktiv bereichern.

Die hier durchgeführten röntgenpulverdiffraktometrischen Untersuchungen (XRD-Gesamtmineralanalysen) sind als ein Versuch zu verstehen eine „unkonventionelle“ Differenzierung von Gesteinsmaterial mit einer Standardmethode nachzuvollziehen. An weiterführenden Untersuchungen sollten u. a. spektroskopische Verfahren zum Einsatz kommen, die auch den Chemismus der Proben exakter zu erfassen vermögen. Hilfreich wäre weiters, wenn derartige Untersuchungen in einem größeren interdisziplinären Rahmen (Geowissenschaften, Physik...) stattfinden würden

Literaturverzeichnis:

ALTORFER, H.& PLAS, A. (2005): Unveröff. Bericht XRD-Analyse, Firma Sulzer, Wintherthur.

AMPFERER, O. (1909): Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Bludenz. - Jb. Geol. B. Anst. 58, 627-636, Wien.

AMPFERER O. (1936): Rätikon und Montafon in der Schlußvereisung, Jb. Geol. B. Anst. 86, S. 151-175. Wien.

ANGERER, H. (1997): Der Schesatobel-größter Murbruch Mitteleuropas; von der Symptombehandlung zur ganzheitlichen Sanierung. In: Mitteilungen IAG BOKU, Heft 8, Institut für Angewandte Geologie, Universität für Bodenkultur, Wien.

ASSELEN, VAN, S. & SEIJMONSBERGEN, A.C. (2006): Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM. *Geomorphology*, 78(3-4):S. 309-320. Amsterdam.

AULITZKY, H. (1994): The Schesa Gully near Bludenz, Vorarlberg. *Mountain Research and Development*. Vol. 14, Nr. 4. S.302-305. Berkeley, CA

BARSCHE, D. (1987) [Hrsg.]: Regionale Beispiele zur geomorphologischen Kartierung in verschiedenen Maßstäben: (1:5000 bis 1:200000) hrsg. von Dietrich Barsch & Hartmut Leser. - Berlin : Inst. für Phys. Geographie d. Freien Univ., 1987. - 80 S. (Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm ; 6, Berliner geographische Abhandlungen 42

BERTLE, H. (1999): Schesa Bruchkessel, Bürserberg-Vorarlberg: Mehrphasiger Murschuttfächer, Aufbau, Ausräumungsgeschichte, Sanierung durch Rückböschung; *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 42, 139-179, Wien.

BERTLE, H. (2002): Großgleitung Tschapina-Brand 1999 in Vorarlberg. In: *Felsbau*, Nr. 5 /2002, S. 220-225. Glückauf Verlag, Essen.

BURGA, C.A. (2005): Hauptetappen der Vegetationsentwicklung im Rhein-Gebiet seit dem Würm-Spätglazial (ab ca. 17 000 Jahre B.P.). S. 124-134. *Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 2006.

CAMMERAAT, L.W., DE GRAAFF, L.W.S., KWADIJK, J.K., RUPKE, J. (1987): On the origin of debris pillars in the Alps of Vorarlberg, western Austria: in DE GRAAFF, L.W.S. (2002): *Aspects of Geomorphology, Quaternary Geology and late Pleistocene Glaciation in Vorarlberg (W-Austria)* 13S. RFASE Research Foundation for Alpine and Subalpine Environments, Amsterdam

FAUPL, P.(1997): *Historische Geologie, Eine Einführung*. 248 S., WUV-Verlag. Wien.

FRIEBE, J.G.(Hrsg) (2007): *Vorarlberg. – Geologie der österreichischen Bundesländer*: 174 S., Geologische Bundesanstalt Wien.

FUCHS, G. (2006): Testgrabung Alpe Rona. 19 S. mit zahlr. Abb./Plänen. Unveröffentl. Bericht ARGIS Archäologie Service. Kleinstübing.

GRAAFF, DE, L. W. S. (1993): Das Quartär in Vorarlberg: Die eiszeitlichen Prozesse und die Morphostratigraphie der letzten Talvergletscherung. In: Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, Band 75, Seite 329-363. Stuttgart

GRAAFF, DE, L. W. S. (2002): Aspects of Geomorphology, Quaternary geology and Late Pleistocene Glaciation in Vorarlberg (W-Austria), 104 S. RFASE Research Foundation for Alpine and Subalpine Environments, Amsterdam.

GRAAFF, DE, L.W.S. (2007): Mdl. Mitteilungen

GRAAFF, DE, L.W.S., DE JONG, M.G.G. & SEIJMONSBERGEN, A.C. (Eds.) (2002): Excursion Guide Summer-School 2002, including Summaries of Lectures and other Information. - 120 S., Dornbirn (RFASE / Vorarlberger Naturschau).

GRABHERR, G., BROGGI, M. (1984/1989): Biotopinventar Vorarlberg. Teilinventar Brandnertal (Ausz.). Amt der Vorarlberger Landesregierung, Abteilung Umweltschutz. Bregenz.

GUSTAVSSON, M., KOLSTRUP, E., SEIJMONSBERGEN, A. C. (2006): A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. *Geomorphology* 77 (2006) S. 90-111. Amsterdam.

HAGSPIEL, P., SCHERER, J., SINGER, P. (2008): Feuchtbiotop, Ergebnisse von biologischen, pedologischen und chemisch-physikalischen Untersuchungen. Bürserberg: Moor im Außerberg. 9.S., Institut für Umwelt und Lebensmittelsicherheit des Landes Vorarlberg. Bregenz.

HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. - Band 2, 703 S., Thun (Ott) 1980.

HANTKE, R. (2005): Zur Entstehungsgeschichte von Alpenrhein und Bodensee-Becken. *Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 2006. S. 34-53.

HARSCH, W. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpass und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden. 1968. 150 S., graph. Darst. München.

HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O., SCHMIDEGG, O. (1965): Geologische Karte des Rätikon (1: 25 000). Geologische Bundesanstalt Wien.

HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., SCHMIDEGG, O. (1967) : Geologische Karte des Walgaues (1:25 000). Geologische Bundesanstalt Wien.

HUSEN, VAN, D. (1981): Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich. *Mitt, österr. geol. Ges.* 74/75 1981/82. S. 197-230. Wien.

HUSEN, VAN, D. (1997): LGM and late glacial fluctuations in the eastern alps. *Quaternary International*, Vols 38/39, pp.109-118, 1997

HUSEN, VAN, D. (2004): Quaternary glaciations in Austria. In: *Developments in quaternary science* 2, Part 1 Europe, S. 1-14, Ser. Ed. ROSE, J., Elsevier

- JORDI, U. (1986) : Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch (Ostschweiz/Vorarlberg). Geographisches Institut der Universität Bern. 168 S. Bern.
- KELLER, O. (1988) : Ältere Spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rheinalpen (Weissbad Stadium/Bühl Stadium). Schriftenreihe Physische Geographie Vol. 27, 2 Bde + Profilkarten, Geogr. Institut Zürich.
- KELLER, O. (2005): Letzte Eiszeit und Landschaftsformung am Hochrhein und am Alpenrhein. Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 2006. S. 54-74.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1983): Die Bodensee Vorlandvereisung während des Würm Hochglazials. Sonderdruck aus den Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung. 101 Heft, S 113-129, Friedrichshafen.
- KELLER, O. & KRAYSS, E (1987): Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. Geographica Helvetica 1987-Nr.2., S 169-178, Zürich.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1994): Die Bodensee-Vorlandvereisung des Rheingletschers im Konstanz Stadium der letzten Eiszeit. Berichte der St.Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft, 87 Band, S 31-40. St. Gallen.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1996): Hydrographie des Bodenseeraums während der letzten Vorlandvereisung. - Schr. Ver. Gesch. Bodensee, 114: 111-143, Friedrichshafen.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005): Der Rhein-Linth Gletscher im letzten Hochglazial, 1+2 Teil. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 150/1-2, S 19-32. 150/3-4, S 69-85. Zürich.
- KLOSTERMANN, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter. Schweizerbart, 284 S., Stuttgart.
- KNEISEL C., LEHMKUHL F., WINKLER S., TRESSEL, E., SCHRÖDER, H. (1998): Legende für geomorphologische Kartierungen in Hochgebirgen (GMK Hochgebirge). 24 S. Selbstverlag der geographischen Gesellschaft Trier. Universität Trier.
- KOBEL, M. (1969): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). - Mitt. aus dem Geol. Inst. der ETH und der Univ. Zürich, 151S., Zürich.
- LOACKER, H. (1986): Geologische Beschreibung des Walgaustollens (Vorarlberg, Österreich). Mitt. österr. Geol. Ges., 78: S. 211-230, Wien.
- KRASSER, L. (1955): Bericht über die Aufnahmen 1954 auf Blatt Feldkirch (141). Sonderabdruck aus den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1955, Heft 1, S. 43-45.
- LOUIS, H. & FISCHER, K. (1979): Allgemeine Geomorphologie. 813 S., De Gruyter Berlin-New York.

MAUSER, H. [Leiter] (2008): Online Bodenkarte der österreichischen Bodenkartierung. <http://bodenkarte.at/>

MÖLK, M. (1996): Bericht zu geologisch-geomorphologischen Aufnahmen im Einzugsgebiet des Mühlebachs und des oberen Einzugsgebietes des Schesabaches zur Erarbeitung von Modellgrundlagen für die Rückböschungsformen im Schesatobel (Bürserberg, Vorarlberg). Unveröff. Bericht, 25 S., Institut für Geologie und Paläontologie der Univ. Innsbruck.

NOLTE, E. M. (2007): Geotechnische und geologische Kartierung des südlichen Walgaus und GIS-Analyse der Gefährdung durch Wildbäche. - unveröff. Dipl.Arb. Univ. Karlsruhe (TH): 134 S. & Anh., Karlsruhe.

VAN NOORD, H. (1996): The Role of Geomorphological Information in Ecological Forest Site Typology in Mountainous Areas – A methodological study in the East-Rätikon and Northwest Montafon mountains (Vorarlberg, Austria), 185 S., Dissertation Universität Amsterdam.

VAN NOORD, H. (1996): Geomorphologische Karte 1:10 000: Blatt Bürserberg-Lorüns

VAN NOORD, H. & SEIJMONSBERGEN, A. C. (1991) Geomorphologische Karte 1:10.000 : Blatt Brand-Nord.

OBERHAUSER, R. Hrsg. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs. 699 S., Geologische Bundesanstalt Wien.

OBERHAUSER, R. (1998): Geologisch tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg (1:200 000), mit. Erl.; Geologische Bundesanstalt Wien.

OBERHAUSER, R. (2007): Geologische Karte von Vorarlberg (1:100 000) mit Erläuterungen und Profilschnitten. 19 S., Geologische Bundesanstalt Wien.

OSTERMANN, M., SANDERS, D. & KRAMERS, J. (2006): $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ages of calcite cements of the proglacial valley fills of Gamperdona and Bürs (Riss ice age, Vorarlberg, Austria): geological implications. - Austrian Journal of Earth Sciences, 99: 31-41, Wien.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bände, Tauchnitz, Leipzig.

PIRCHL, G. (2004): Geheimnis Adernsterne. 116 S. u. Anh., Folio Verlag. Wien-Bozen.

PIRCHL, G. (2005-2007): Mdl. Mitteilungen

PIRKL, H. (2003): Phänomen Schesatobel. Stand des Wissens und Maßnahmenplanung. Wildbach-u. Lawinenverbauung / Sektion Vorarlberg. 71 S., Bregenz.

PRUCKER, H. (1976): Unterlagen für die Beurteilung der Gefährdung des Ortes Bürs durch die Schesa. 169 S., Diplomarbeit Universität für Bodenkultur, Wien.

REITHOFER, O., SCHMIDEGG, O., OBERHAUSER, R. (1964): Exkursion 3/1 Rätikon. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 57. Band, 1964, Heft 1. S.225-242, Wien.

RICHTER, M.(1978): Sammlung geologischer Führer 49, Vorarlberger Alpen. 171S., Gebr. Bornträger, Berlin-Stuttgart.

RUPKE, J., DE JONG, M. G.G. (1983): Slope collapse destroying ice marginal topography in the Walgau (Vorarlberg, Austria) - an example of a 1:10 000 geomorphological mapping system. In: Materialien zur Physiogeographie, Heft 5 , S. 33-41, Basel.

SALZMANN, H. Geophysikalische Untersuchung des Festgesteinsuntergrundes im Schesatobel/Vorarlberg. Diplomarbeit. 89 S., Wien.

SCHEFFER, F., SCHACHTSCHABEL, P., BLUME, H.P. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. 593 S., Spektrum Verlag, Heidelberg – Berlin.

SEIJMONSBERGEN, A.C (1991): Geomorphologische Karte 1:10.000 : Blatt Dünza-Tschengla

SEIJMONSBERGEN, A.C (1992): Geomorphological Evolution of an alpine Area and its application to geotechnical and Natural hazards appraisal; Vakgroep Geografie en Bodemkunde, Universiteit van Amsterdam.

SIMONS, A.L.(1985): Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg, Österreich. Aus der Reihe A Landschaftsgeschichte und Archäologie Bd.127 S., Vorarlberger Landesmuseum Bregenz.

STAHR, A.&HARTMANN, T. (1999): Landschaftsformen und Landschaftselemente im Hochgebirge. 398 S., Springer. Berlin-Heidelberg.

SUTTERLÜTTI, R. (1983): Kartierung im Gebiet des Loischkopffens (Rätikon), Unterkante der Lechtaldecke. 13 Bl. Unveröffentl. OMV Bericht. Wien.

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band II. 710 S., Wien (Deuticke).

ZANESCO, A. (2003): Bürserberg/Tschengla Bodenarchäologische Untersuchungen und Geländevermessung. Grabungsbericht. 4 S. mit zahlr. Plänen. Unveröffentl. Bericht Stadtarchäologie. Hall i. Tirol.

ZANGERL, R. (1952): Paläontologische Schürfarbeiten am Bürserberg. In: Jahrbuch des Vorarlberger Landesmuseumsvereins Bregenz 1952. S. 79. Bregenz.

Internetquellen:www.bodenkarte.at, www.vogis.at

Anlage A: Röntgendiffraktometrische Untersuchungen an kristallinem Geschiebe von der unteren und mittleren Ronaalpe (untere/mittlere Ronna) in Bürserberg

1. Einleitung

In erster Linie ausschlaggebend für die Durchführung von röntgendiffraktometrischen Untersuchungen (int. X-ray diffraction, XRD-Analyse) war die vom Radiästheten G. PIRCHL in Auftrag gegebene Analyse von Material sog. „Rätia-Steine“. Geschiebematerial im Bodenhorizont (in etwa 15-25 cm Tiefe), insb. vom Bereich der fraglichen Kultstätten von Bürserberg, wird von PIRCHL als „Rätia-Stein“ bezeichnet, wenn das Pendel „positiv“ reagiert. Die Verwitterungskrusten im Speziellen macht PIRCHL für dessen „besondere Eigenschaften“ verantwortlich. Die von PIRCHL in Auftrag gegebene Untersuchung wurde von der Firma Sulzer, Winterthur, 2005, durchgeführt. Die XRD-Analyse (Cu-K α) ergab folgende Resultate: Die Probe „Fraktion Raetia AG-6950G: Gesteinsextraktion“ zeigte einen sehr hohen Quarzgehalt. Die Probe „Fraktion Raetia AG-6952G: Oberflächenschicht“ zeigte sehr hohen Calcitgehalt, hohen Ankeritgehalt sowie mittleren Quarzgehalt (ALTORFER&PLAS, 2005).

Derartige röntgendiffraktometrische Untersuchungen, mit einer höheren Probenanzahl, sollten im Rahmen dieser Diplomarbeit wiederholt werden bzw. es sollte untersucht werden, ob sich von G. PIRCHL als „strahlend“ ausgewiesenes Geschiebematerial in der mineralogischen Zusammensetzung von anderem Geschiebematerial mittels Röntgenpulverdiffraktometrie (XRD-Gesamtmineralanalyse) unterscheiden lässt.

Dabei wurden sowohl die oberflächlichen Verwitterungskrusten der Geschiebe als auch deren Kern mittels XRD-Analyse untersucht. Das Probenmaterial wurde zunächst sowohl makroskopisch angesprochen sowie überblicksmäßig mikroskopisch (Auflicht) untersucht.

2. Probenahme und Probenbezeichnung

Bei einer ersten Probenahme wurden insgesamt vier Proben an 2 Stellen auf der unteren Ronaalpe (Untere Ronna) aus ca. 25 cm Tiefe genommen. Die Proben wurden mit UR-1B sowie UR-2 B bezeichnet. (UR1B:GK28:-43591/224121; UR2B:GK28:-43554/224110).

Bei einer zweiten Probenahme wurden jeweils 10 Proben auf der mittleren sowie auf der unteren Ronaalpe genommen. Die Proben der mittleren Ronaalpe wurden mit „M“ bezeichnet, die der un-

teren mit „UR“. Auch diese Proben wurden aus etwa 25 cm Tiefe im Bodenhorizont genommen. (Mittlere Ronaalpe: GK28:-43586/223958, untere Ronaalpe: GK28: -43553/224121).

In Anwesenheit von G. PIRCHL wurden am jeweiligen Probenahmeort je 2 Gruppen von Geschiebe unterschieden („Rätia-Steine“ von „normalem Geschiebe“). Die Proben der mittleren Ronaalpe spalten sich damit in eine MM (=“mittlere mit“= „Rätia Fraktion“) und eine MO („mittlere ohne“= „normales Geschiebe“)-Fraktion. Die Proben der unteren Ronaalpe spalten sich in eine URM und eine URO-Fraktion. Gleich verhält es sich mit den zuerst gezogenen UR-1B Proben wo sich dann z. B. URM1B oder URO1B ergibt. Die Krusten-Proben wurden jeweils mit –Krust bezeichnet.

3. Probenmaterial und Probenaufbereitung

Beim untersuchten Probenmaterial handelte es sich einerseits um meist ockerfarbene Verwitterungskrusten bzw. um einen äußeren angewitterten Bereich, welcher auf kristallinem Geschiebe ausgebildet ist sowie um deren „Kerne“. Als Liefergebiet dieser vom Illgletscher transportierten, großteils aus Flasergneis bestehenden, Geschiebe, können die Ortho-, Para und Mischgneisvorkommen der Silvrettadecke genannt werden (vgl. OBERHAUSER, 2007).

Bei der Auswahl der Gesteinsproben wurde darauf geachtet genügend Probenmaterial für die XRD-Gesamtmineralanalyse der Verwitterungskrusten zu erhalten, weshalb größeres Geschiebmaterial bevorzugt herangezogen wurde. Die längste Kantenlänge, der meist schlecht bis abgerundeten Gerölle, lag im Bereich von ca. 10 bis 20 cm bei einem charakteristischen Volumen von rund 0.5-1,5 dm³.

Die Probenobjekte wurden mit einer Plastikbürste von den locker anhaftenden Bodenpartikeln befreit. Anschließend wurden die Gesteinsproben in ein Becherglas gegeben und dieses mit destilliertem Wasser aufgefüllt. Die Entfernung der oberflächlichen Verwitterungskruste erfolgte dann hauptsächlich im Ultraschallbad. Teils wurde mit einer Plastikbürste zusätzlich versucht Krustenmaterial von der Probe zu entfernen.

Die Gesteinsproben wurden anschließend aus den Gläsern entfernt und die verbliebene Suspension im Wasserbad über Nacht eingedampft. Später wurden die Proben im Trockenschrank bei 70° eingetrocknet. Nach einer Mahlung in einer Achatschale wurde das Pulver umgekehrt auf einen Träger manuell aufgebracht bzw. gepresst und in den Röntgendiffraktometer eingebracht.

Da teilweise äußerst wenig Probenmaterial von den Verwitterungskrusten anfiel, musste manchmal ein zusätzliches, raumfüllendes, Keramikplättchen in den Probenträger installiert werden.

Organisches Material in Form von Fäden oder kleinen bräunlichen Objekten (Pflanzenheksel) war teilweise zu beobachten.

Nachdem genügend Verwitterungskrustenmaterial für die XRD-Analyse von der Geschiebeprobe gewonnen worden war, wurden die Proben mit einem Hammer aufgebrochen um vom „Kern“ des Geschiebes möglichst unverwittertes Gesteinsmaterial zu erhalten. Es zeigte sich eine teils tiefgreifende Verwitterung, die bevorzugt an vorhandenen Schieferungsflächen ausgebildet war.

Das Material wurde anschließend in einer Gesteinsmahlmaschine in ein Pulver überführt, welches direkt auf den Probenträger aufgebracht und gemessen wurde.

4. Gesamtmineralanalyse

4.1 Allgemeines zur Röntgendiffraktometrie

Die gleiche Größenordnung der Wellenlänge von Röntgenstrahlen und des Abstands von Atomen im Kristall ermöglicht Beugung von Röntgenstrahlen am Kristallgitter. Beim hier zur Anwendung gekommenen Verfahren wird ein Kristallpulver einer Probe mit monochromatischer Röntgenstrahlung bestrahlt. Sind die Bedingungen der Bragg'schen Gleichung erfüllt, tritt ein Interferenzmaximum am Kristallgitter auf.

Bragg'sche Gleichung:

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

Wobei n eine ganze Zahl, λ die Wellenlänge der monochromatischen Röntgenstrahlung, d der Gitterebenenabstand und θ der Winkel zwischen Röntgenstrahl und Netzebene ist.

Die reflektierte Strahlung wird anschließend von einem Detektor registriert. Da die Wellenlänge λ der einfallenden Röntgenstrahlung bekannt ist, kann der mineralspezifische Gitterebenenabstand d berechnet werden. Für weitere Details sei auf Lehrbücher verwiesen.

Die XRD-Gesamtmineralanalyse wurde mit einem Philips Röntgendiffraktometer PW 1820 durchgeführt. Dieses Gerät arbeitet mit Cu-K α Röntgenstrahlung (45 kV, 40 mA). Die Proben wurden von 2° bis 70° 2θ gemessen. Die Messung erfolgte im Stufenweisen Scannen der Probe, wobei eine Stufe 0.02° 2θ entspricht und 1 s lang dauert.

5. Ergebnisse

Zunächst erfolgte eine makroskopische sowie eine überblicksmäßige mikroskopische Gesteinsansprache der Kerne der Geschiebeproben, deren Ergebnisse in Tabelle 6.1 stichwortartig dargestellt sind. Diese wurde nach Entfernung von Krustenmaterial durchgeführt. Die auf diesem Weg durchgeführte Gesteinsansprache sollte einen groben Überblick über den Mineralbestand geben und einen Leitfaden bilden.

Durch die spezifischen Nachweisgrenzen von einigen Mineralen in der XRD-Analyse konnten z. B. im Mikroskop bei einigen Proben vereinzelt Granataggregate beobachtet werden. Diese lagen jedoch auf Grund ihres seltenen Auftretens bei der XRD-Gesamtmineralanalyse unter der Nachweisgrenze.

Tab. 5.1: Makroskopische und überblicksmäßige mikroskopische Gesteinsansprache der Kerne der Geschiebeproben.

Proben mittlere Ronaalpe (mit Labornummer):		
MM1	8997	feinkörniger, hellgrauer Flasergneis, etwas Granat, körnig ausgebildet
MM2	8998	hellgrauer-hellblauer, feinkörniger, mylonitischer Gneis, reich an mehreren mm-breiten Quarzadern, Chlorit ersichtlich
MM3	8999	dunkler, blaugrauer, laminiertes Flasergneis, etwas Hornblende
MM4	9000	graublauer, fein laminiertes Flasergneis, v.a. hoher Gehalt an Feldspäten
MM5	9001	mittelkörniger, weißgrauer Flasergneis, laminiert, teils Augenstruktur, hoher Quarzgehalt
MO1	9006	dunkler, blaugrauer Flasergneis, Muskovit-Chloritanhäufung an Spaltflächen,
MO2	9007	bis 1 cm große Quarz/Feldspat Porphyroblasten, vereinzelt Granat Aggregate, dunkler, blaugrauer, von Quarzadern durchzogener Gneis, hoher Anteil an dunklen Gemengteilen
MO3	9008	Probe nicht vorhanden; im XRD v. a. hoher Gehalt an Feldspäten
MO4	9009	heller, weiß-grauer, brüchiger, verwitterter Gneis, vereinzelt Granat
MO5	9010	dunkler, fein laminiertes, feinkörniger Flasergneis; v.a. Dunkelglimmer
Proben untere Ronaalpe (mit Labornummer):		
URM1	9036	fein laminiertes mittelgrauer Flasergneis, Augenstruktur, bis 5 mm große Quarz/Feldspat Porphyroblasten, Glimmer an Schieferungsflächen, vereinzelt Hornblende
URM3	9040	heller, grau-weißer, muskovitreicher, gebänderter mylonitischer Gneis, vereinzelt Granat
URM4	9039	heller, weiß-grauer Flasergneis mit Augenstruktur, Dunkelglimmer an Schieferungsflächen
URO2	9037	dunkler, blaugrüner, fein laminiertes Gneis, mit teils großen opaken, rotierten Hornblende-Porphyroblasten, hoher Gehalt an Hornblende
URO3	9038	heller, grobkörniger Flasergneis mit Hellglimmer an Schieferungsflächen, Augenstruktur mit bis 1 cm große Feldspat-Porphyroblasten, vereinzelt Hornblende
URO4	9022	heller, laminiertes Flasergneis mit Hellglimmer an Schieferungsflächen, Augenstruktur mit bis 5 mm großen Feldspat-Porphyroblasten, viel Quarz
URO5	9023	dunkler, graublauer Flasergneis, hoher Gehalt an Hornblende tw. Chlorit Plättchen ersichtlich
UROB1	8291	feinkörniger, mittel-hellgrauer Gneis-Mylonit, kaum dunkle Gemengteile ersichtlich
UROB2	8292	heller feinkörniger Granat-Gneis, flasrig ausgebildet
URMB1	8289	mittelgrauer feinkörniger Gneis-Mylonit; Quarzadern im mm-Bereich, wenig dunkle Gemengteile, etwas Dunkelglimmer
URMB2	8290	feinkörniger Gneis, Muskovit an Schieferungsflächen, hoher Gehalt an Dunkelglimmer

Bei den Kernen der Geschiebeproben handelte es sich durchwegs um quarzreiche Gneise, teilweise um granathältige, feinkörnige, mylonitische Gneise. Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung sind einige Proben als Hornblende-Flasergneise, Granat-Gneise bzw. als Hornblende-Granat-Gneise anzusprechen.

Um einen der Fragestellung entsprechenden Vergleich der Proben durchführen zu können, wurde die mineralogische Zusammensetzung der Proben aus den XRD-Diagrammen in vereinfachter, schematischer, Form dargestellt. Dies geschah an Hand der Mineralphasen Quarz, Feldspäte, Hornblende, Chlorit und Glimmer, welche den Großteil der Proben hauptsächlich aufbauen. Folgendes Schema wurde für die quantitative Angabe verwendet:

Tab. 5.2: Quantitatives Auswerteschema für die XRD-Gesamtmineralanalyse.

Counts	Gehalt	
x-1000	*	geringer Gehalt
1000-2000	**	mittlerer Gehalt
2000-3000	***	hoher Gehalt
>3000	****	sehr hoher Gehalt
Peak erkennbar:	.	= in Spuren

Tabelle 5.3 gibt die mineralogische Zusammensetzung der Proben auf Grund der XRD-Gesamtmineralanalyse nach dem Schema in Tabelle 5.2 wieder - jeweils Kern und Kruste einer Geschiebeprobe im Vergleich.

Tab. 5.3 : Resultate der XRD-Gesamtmineralanalyse nach dem Auswerteschema in Tab. 5.2

Probe/Labornummer		Quarz	Feldspäte	Hornblende	Chlorit	Glimmer
MM1 K	8997	****	***		*	*
MM1 Krust	8856	****	**		*	*
MM2 K	8998	***	***		*	
MM2 Krust	8857	****	*		*	
MM3 K	8999	**	**	*	*	
MM3 Krust	8858	***	**	*	*	.
MM4 K	9000	**	***		*	*
MM4 Krust	8859	**	**		*	*

MM5 K 9001	****	***		*	*
MM5 Krust 8860	****	**		*	*
MO1 K 9006	****	**		*	*
MO1 Krust 8861	**	*		*	*
MO2 K 9007	****	**	*	*	.
MO2 Krust 8862	**	*	*	*	.
MO3 K 9008	**	***	*	*	.
MO3 Krust 8863	**	**	*	*	.
MO4 K 9009	****	***		*	.
MO4 Krust 8864	****	**		*	.
MO5 K 9010	***	**	*	*	*
MO5 Krust 8865	***	***	*	*	*
URM1 K 9036	****	***	*	*	*
URM1 Krust 9024	****	**	.	*	*
URM3 K 9040	****	***		*	*
URM3 Krust 9032	****	**		*	
URM4 K 9039	****	**		*	*
URM4 Krust 9033	****	**		*	*
URO2 K 9037	**	**	*	*	.
URO2 Krust 9020	**	*	*	*	.
URO3 K 9038	****	**			*
URO3 Krust 9021	**	**	.	*	*
URO4 K 9022	****	**		*	*
URO4 Krust 9017	***	*		*	*
URO5 K 9023	**	**	*	*	.
URO5 Krust 9018	**	**	*	*	*
URO1B Kern 8291	****	***		*	*
URO1B Krust 8295	***	*	.	*	*
URO2B Kern 8292	****	**		*	*
URO2B Krust: Probe ausgefallen					

URM1B Kern	8289	****	****	.	*	*
URM1B Krust	8293	***	**	.	*	.
URM2B Kern	8290	****	**	.	*	*
URM2B Krust	8294	****	*	.	*	*

Die mittels Röntgenpulverdiffraktometrie (XRD-Gesamtmineralanalyse) analysierten Proben von kristallinem Geschiebmaterial von der unteren und der mittleren Ronaalpe (Untere/Mittlere Ronna) in Bürserberg zeigten eine meist sehr quarzreiche mineralogische Zusammensetzung. Dies gilt sowohl für die oberflächlichen Verwitterungskrusten, als auch für die wenig oder unverwitterten Kerne der Proben. Einzelne Proben sind auf Grund ihres Hornblende und/oder Granatgehalts als Hornblende-Gneise, Granat-Gneise oder Hornblende-Granat-Gneise zu bezeichnen.

Bei der Probenserie MM (5 Probenpaare) ergab sich somit in der Kruste bezogen auf den Kern in 4 Fällen eine Abreicherung des Feldspatgehalts und in 2 Fällen eine Anreicherung des Quarzgehalts. Feldspatanreicherung und Quarzabreicherung trat nicht auf. Die Probenserie MO (5 Probenpaare) zeigte ebenfalls in 4 Fällen eine Abreicherung des Feldspatgehalts und in 2 Fällen eine Abreicherung des Quarzgehalts. Quarzanreicherung trat nicht auf, Feldspatanreicherung trat in einem Fall auf. Bei der Probenserie URM (3 Probenpaare) trat in 2 Fällen Feldspatabreicherung auf. Die Probenserie URO (4 Probenpaare) zeigte jeweils 2 Mal eine Feldspat- und eine Quarzabreicherung. Bei Probe URO3 Krust (Labornummer 9021) war ein ansteigender Chloritgehalt feststellbar.

Probe URO5 Krust (Labornummer 9018) besaß ist einen höheren Glimmergehalt als die Kernprobe. Die Probe URO1B zeigte je eine Feldspat bzw. Quarzabreicherung. Die URMB Proben (2 Probenpaare) zeigten in 2 Fällen eine Feldspatabreicherung und in einem Fall eine Quarzabreicherung. Insgesamt trat folglich eine Abreicherung des Feldspatgehalts 2,5x häufiger auf als eine Abreicherung des Quarzgehalts. Die An- und Abreicherungen der übrigen im Auswerteschema befindlichen Minerale fielen mengenmäßig weniger ins Gewicht.

6. Diskussion der Ergebnisse

Grundsätzlich entsprachen die ockerfarbenen oberflächlichen Verwitterungskrusten der Geschiebe im qualitativen Mineralbestand weitgehend den wenig oder unverwitterten Kernen. Die oberflächlichen Verwitterungskrusten zeigten meist geringere Gehalte an Feldspäten, bei in etwa gleich bleibenden bzw. leicht abgereicherten oder angereicherten Quarz-Gehalten. Die geringere Verwitterungsresistenz der Feldspäte kann als ein Grund dafür angegeben werden. Die manuelle Abtrennung einer oberflächlichen Verwitterungskruste war generell diffizil und es können bei einem solchen Vorgehen auch weniger verwitterte Teile in die zu messende Pulverprobe gelangen. Quarzabreicherung trat ebenfalls teilweise auf, trat jedoch mengenmäßig, verglichen mit der Abreicherung der Feldspäte, deutlich in den Hintergrund und kann als möglicher Fehler gedeutet werden.

Die Färbung der Verwitterungskrusten war weiters auch durch organisches Material verursacht. Dies zeigte sich, wie bereits erwähnt, makroskopisch bei der Probenpräparation. Hier war reliktisch organisches Material zu beobachten (Pflanzenheksel).

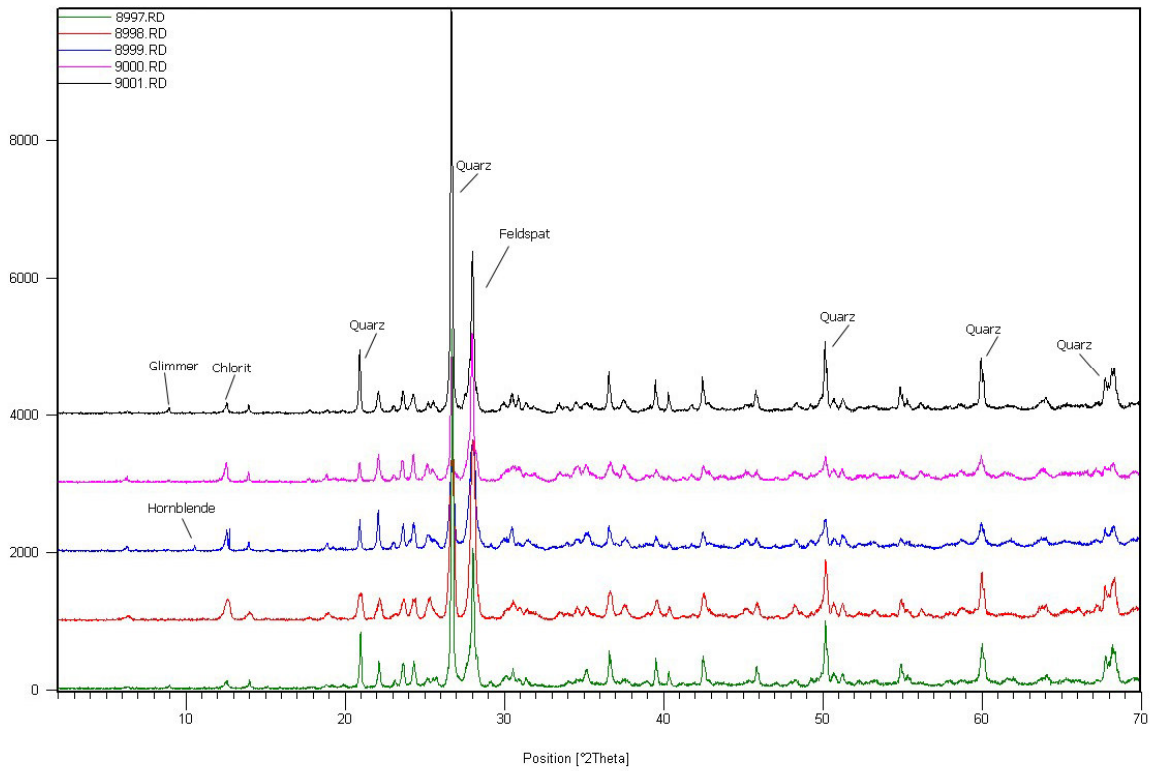
Die mit „O“ und „M“ bezeichneten Proben zeigten im Vergleich eine ähnliche mineralogische Zusammensetzung bzw. ähnliche Trends in der Anreicherung bzw. Abreicherung des spezifischen Minerals. Hornblende war in den Proben ungleichmäßig vorhanden trat jedoch gestreut über alle Probenserien auf.

Die von G. PIRCHL vorgenommene radiästhetische Differenzierung des Geschiebematerials konnte mittels Röntgenpulverdiffraktometrie (Gesamtmineralanalyse) nicht bestätigt werden: Es wurden keine deutlichen Unterschiede bzw. Trends im Auftreten bzw. in der Häufigkeit der Minerale festgestellt, die mit der vorher durchgeführten Unterscheidung in Zusammenhang zu bringen gewesen wären.

In den unten abgebildeten Röntgendiffraktogrammen wurden außer bei Quarz nur die Hauptpeaks der jeweiligen im Auswerteschema von Kap. 5 (Tab. 5.2) befindlichen Mineralphasen beschriftet.

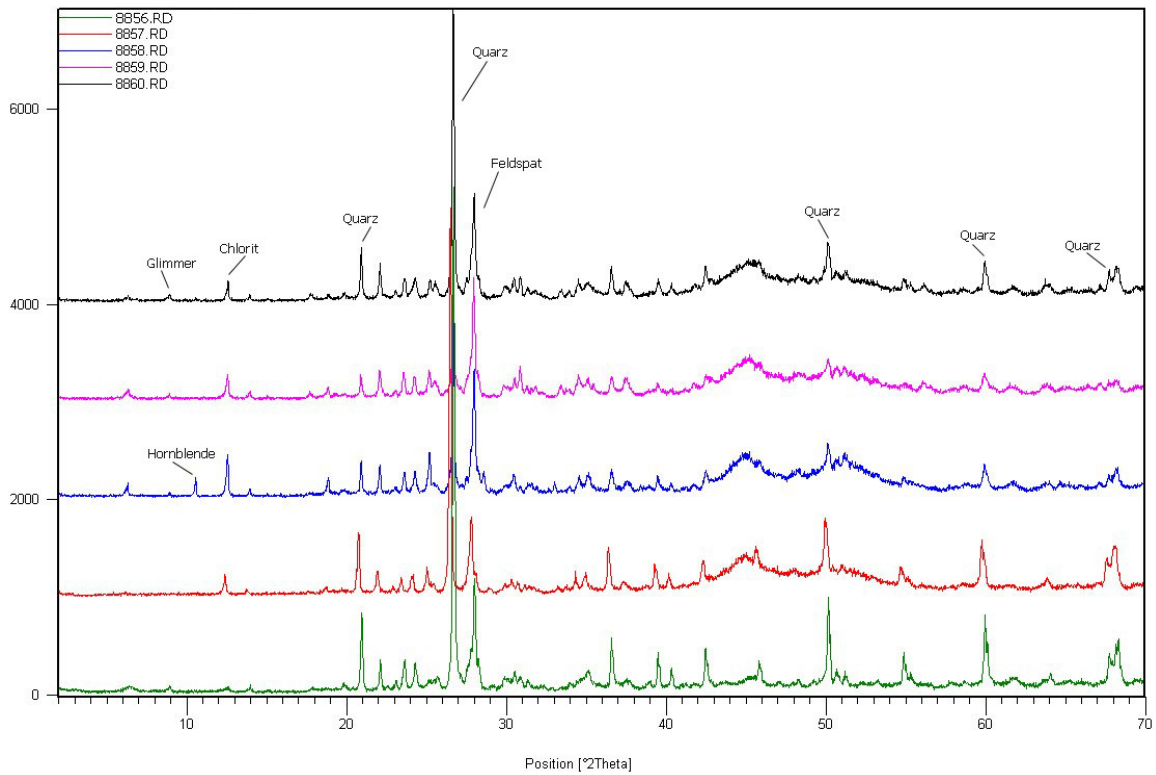
Röntgen Pulver-Diffraktogramme von unverwitterten Kernen von kristallinem Geschiebe, mittlere Ronaalpe, Bürserberg. Koordinaten: Rechtswert: -43586 Hochwert: 223958 (GK M28)
 (Proben: MM1 K-MMS K bzw. 8997-9001)

Impulse



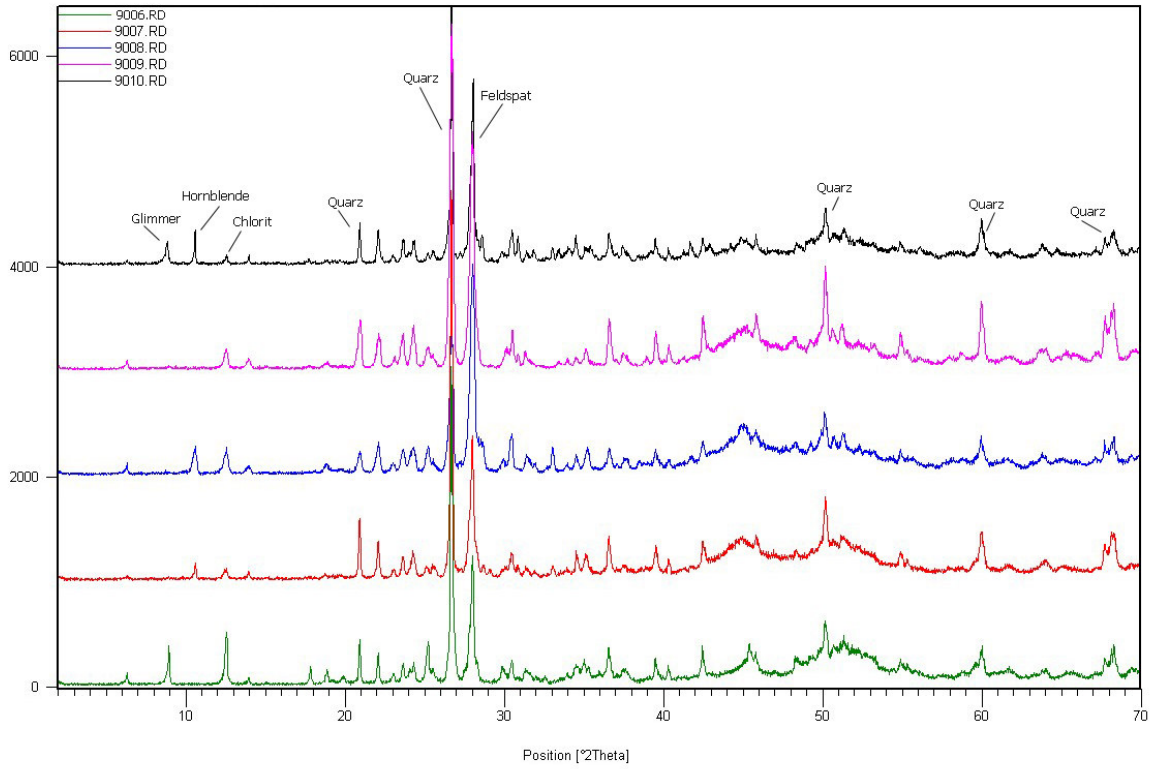
Röntgen Pulver-Diffraktogramme von Verwitterungskrusten von kristallinem Geschiebe, mittlere Ronaalpe, Bürserberg. Koordinaten: Rechtswert: -43586 Hochwert: 223958 (GK M28)
 (Proben: MM1 Krust-MMS Krust bzw. 8856-8860)

Impulse



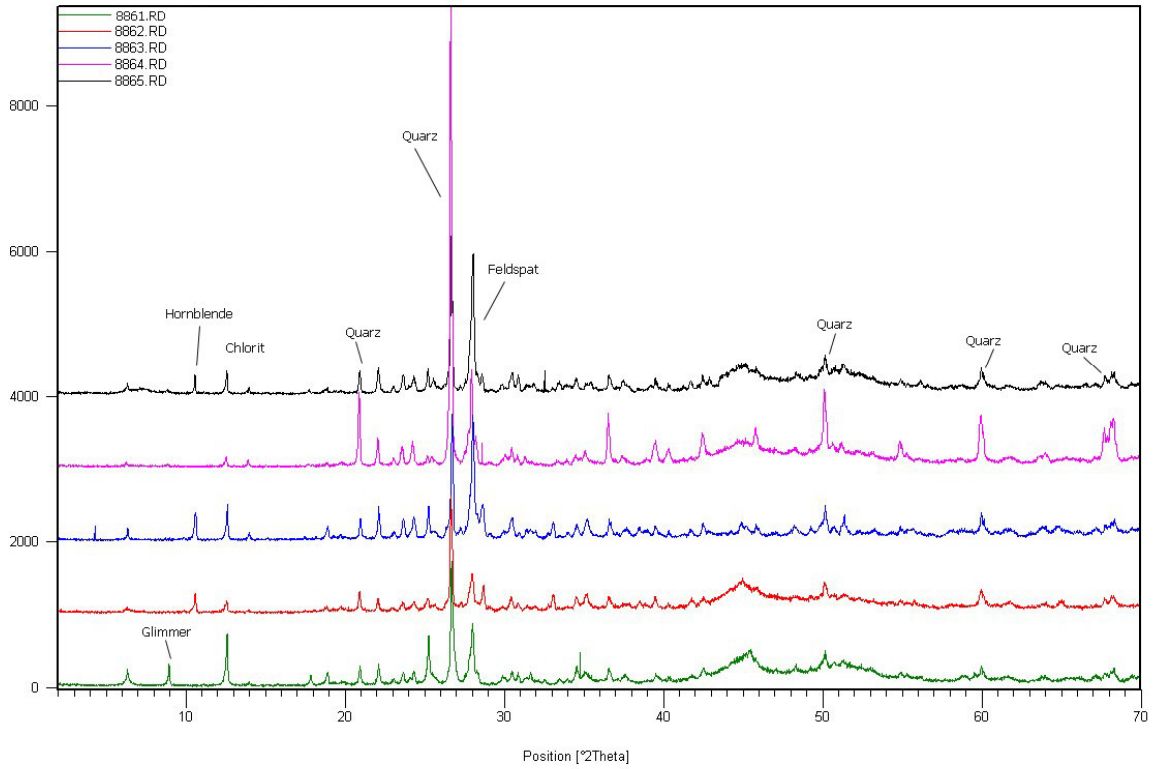
Röntgen Pulver-Diffraktogramme von unverwitterten Kernen von kristallinem Geschiebe, mittlere Ronaalpe, Bürserberg. Koordinaten: Rechtswert: -43586 Hochwert: 223958 (GK M28)
 (Proben: MO1 K-MOS K bzw. 9006-9010)

Impulse

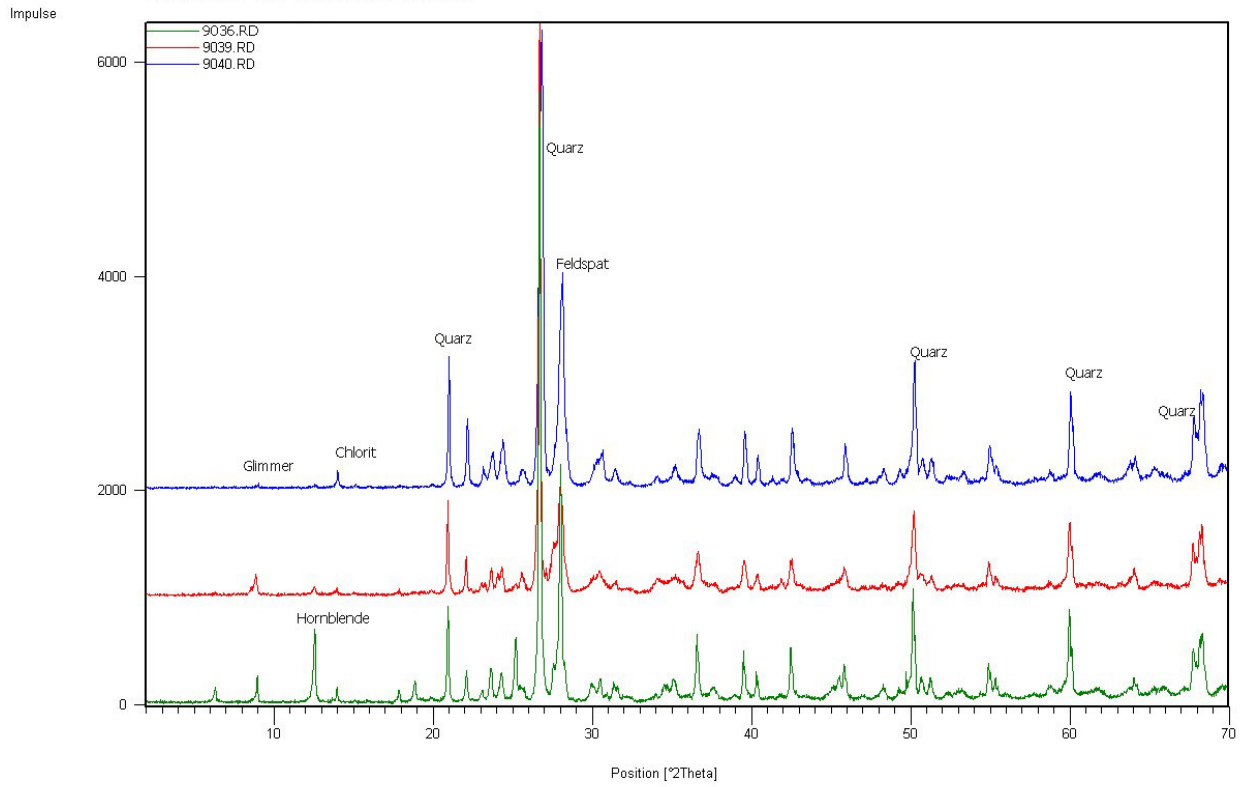


Röntgen Pulver-Diffraktogramme von Verwitterungskrusten von kristallinem Geschiebe, mittlere Ronaalpe, Bürserberg. Koordinaten: Rechtswert: -43586 Hochwert: 223958 (GK M28)
 (Proben: MO1 Krust-MO5 Krust bzw. 8861-8865)

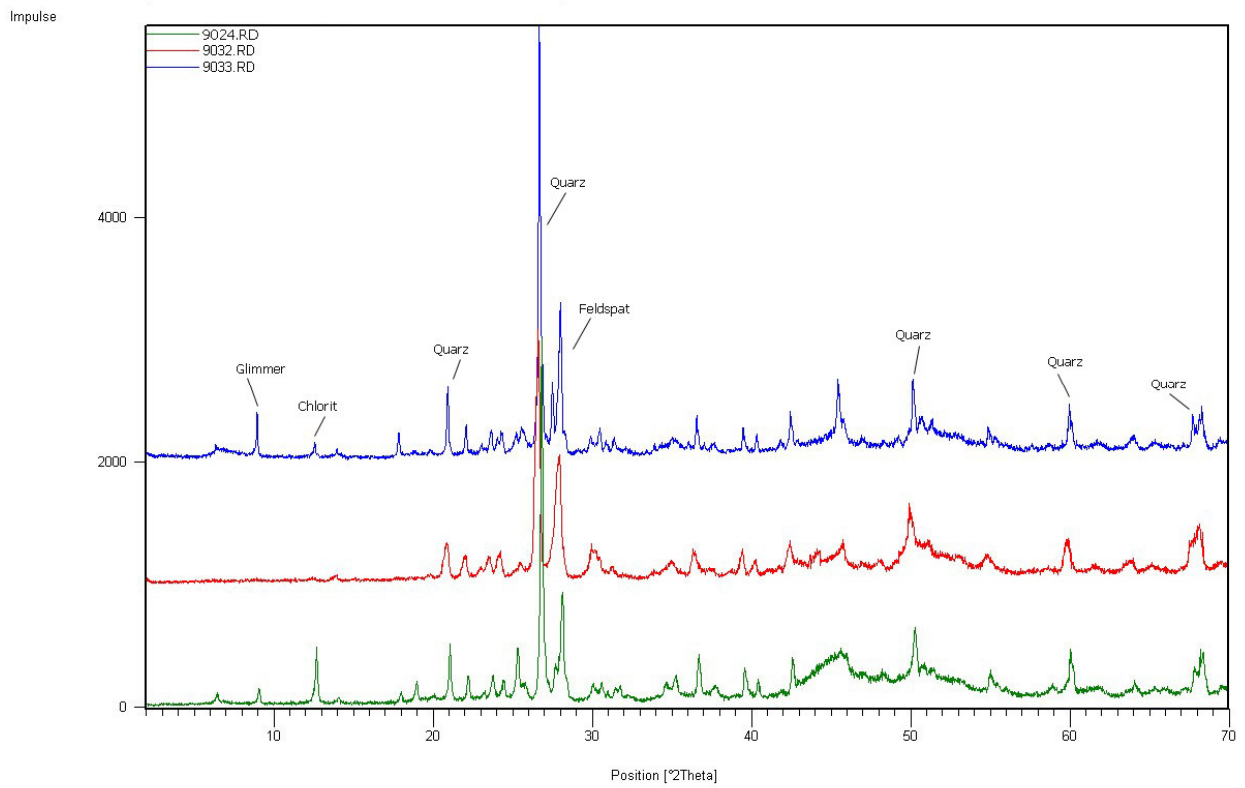
Impulse



Röntgen Pulver-Diffraktogramme von unverwitterten Kernen von kristallinem Geschiebe, untere Ronaalpe, Bürserberg. Koordinaten: Rechtswert: -43553 Hochwert: 224121 (GK M28)
 (Proben: URM1 K=9036; URM3 K=9040; URM4 K=9039)

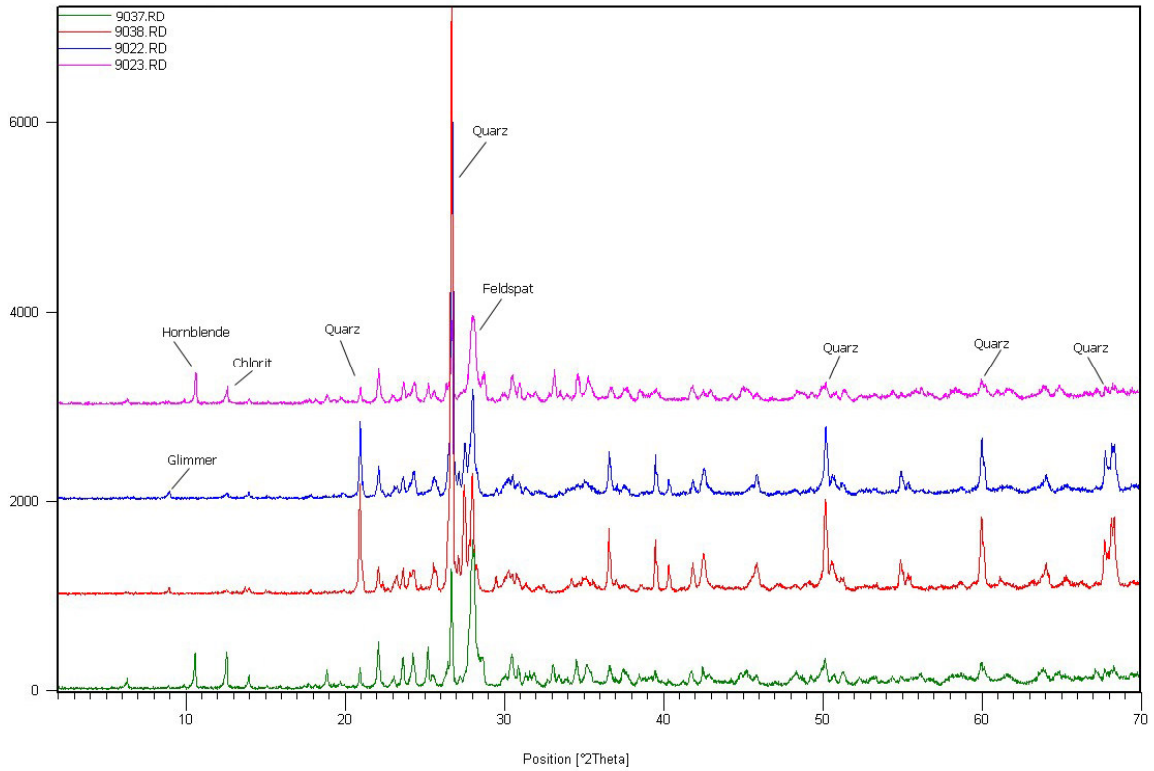


Röntgen Pulver-Diffraktogramme von Verwitterungskrusten von kristallinem Geschiebe, untere Ronaalpe, Bürserberg. Koordinaten: Rechtswert: -43553 Hochwert: 224121 (GK M28)
 (Proben: URM1 Kruste=9024; URM3 Kruste=9032; URM4 Kruste=9033)



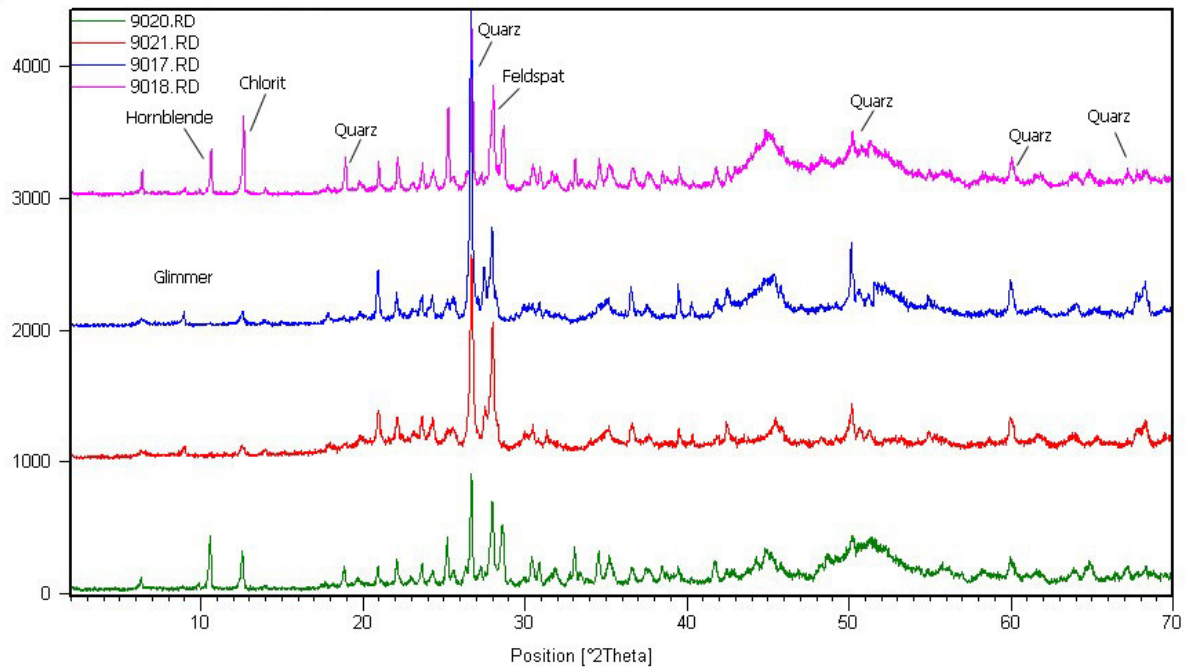
Röntgen Pulver-Diffraktogramme von unverwitterten Kernen von kristallinem Geschiebe, untere Ronaalpe, Bürserberg. Koordinaten: Rechtswert: -43553 Hochwert: 224121 (GK M28)
 (Proben: URO2 K=9037; URO3 K=9038; URO4 K=9022; URO5 K=9023)

Impulse

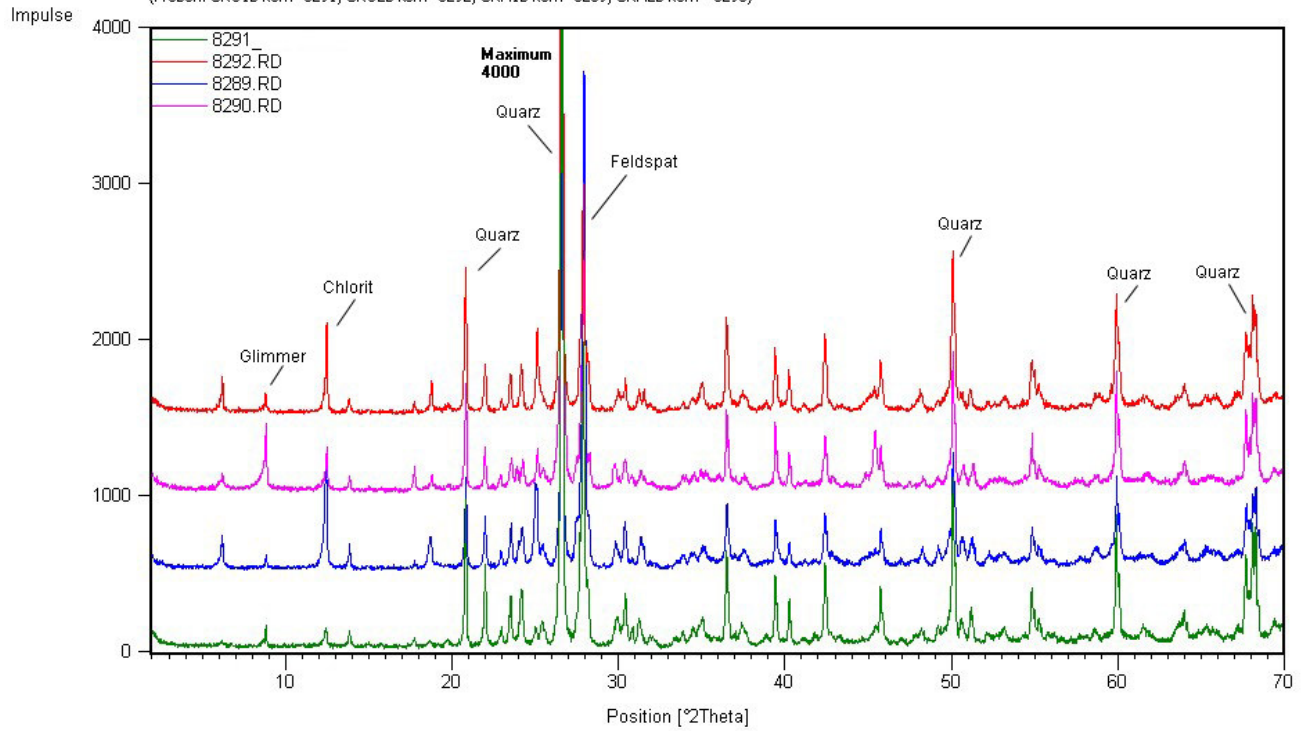


Röntgen Pulver-Diffraktogramme von Verwitterungskrusten von kristallinem Geschiebe, untere Ronaalpe, Bürserberg. Koordinaten: Rechtswert: -43553 Hochwert: 224121 (GK M28)
 (Proben: URO2 Kruste=9020; URO3 Kruste=9021; URO4 Kruste=9017; URO5 Kruste=9018)

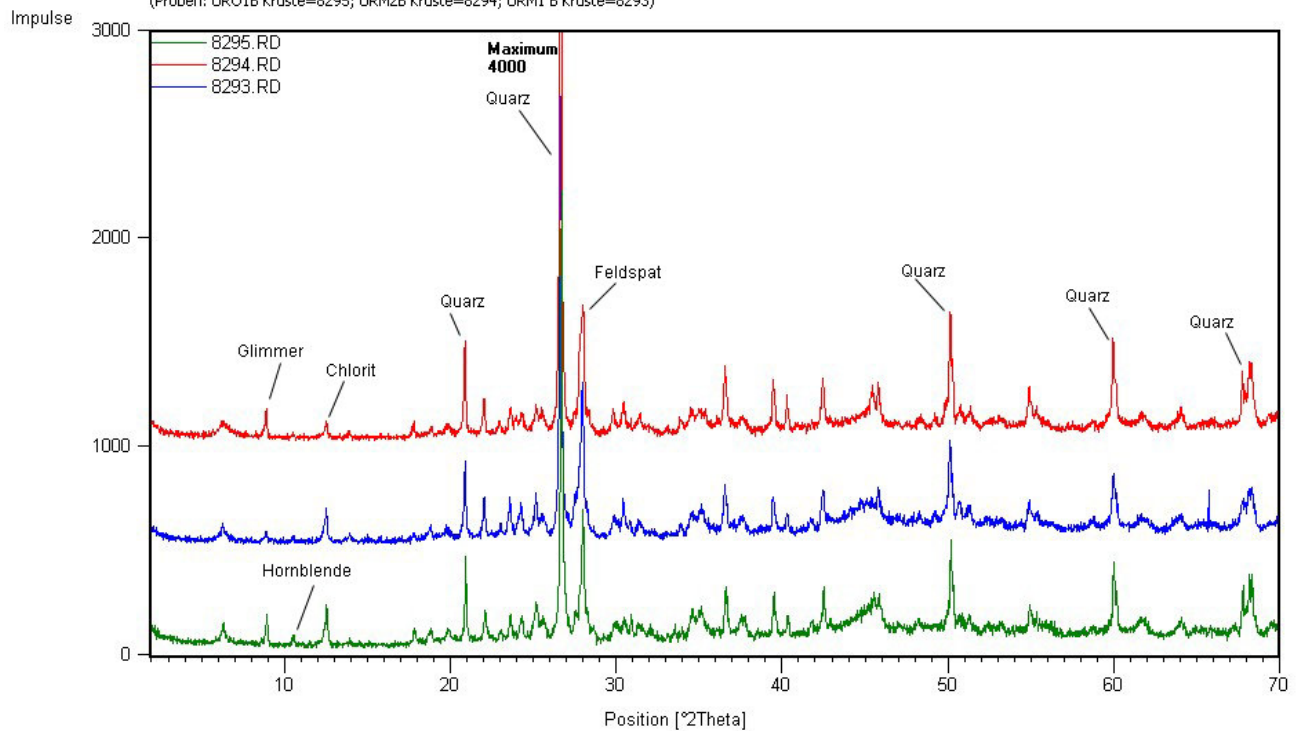
Impulse

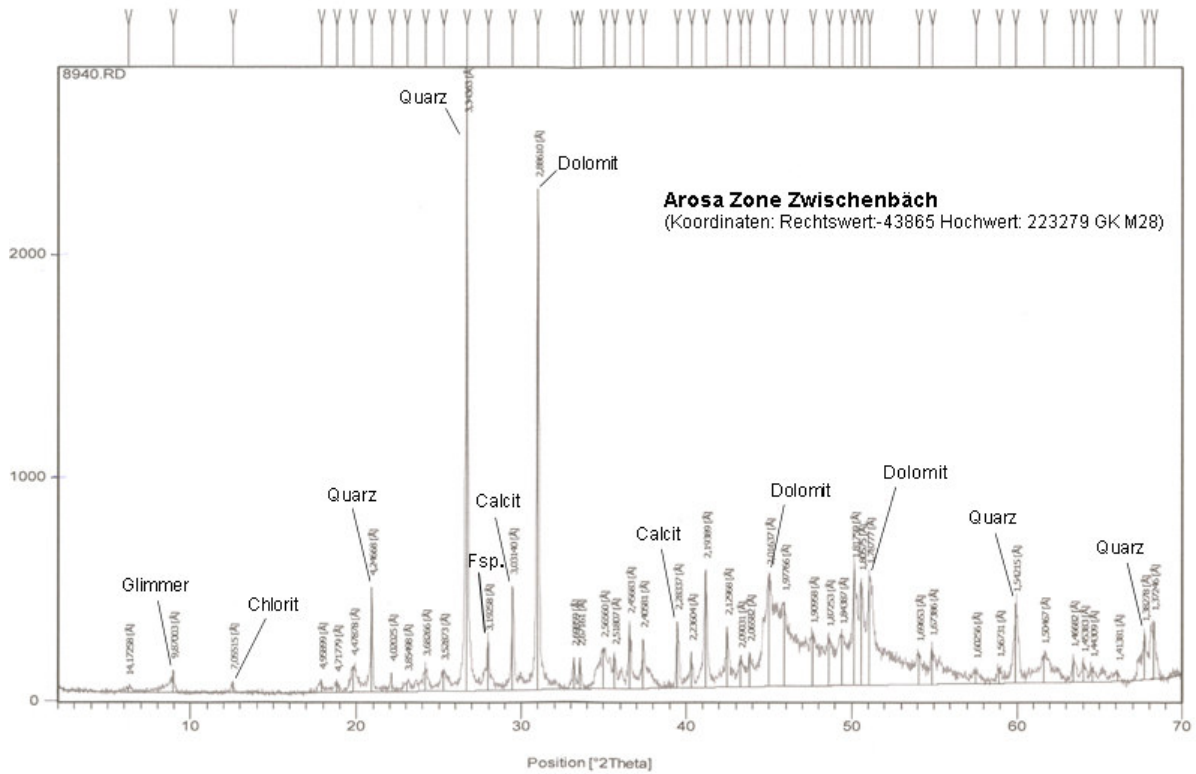


Röntgen Pulver-Diffraktogramme von unverwitterten Kernen von kristallinem Gesteine, untere Ronaalpe, Bürserberg.
 Koordinaten URO/M1B: Rechtswert: -43591 Hochwert: 224121 (GK M28); Koordinaten URO/M2B: Rechtswert: -43554 Hochwert: 224110 (GK M28)
 (Proben: URO1B Kern=8291; URO2B Kern=8292; URM1B Kern=8289; URM2B Kern =8290)

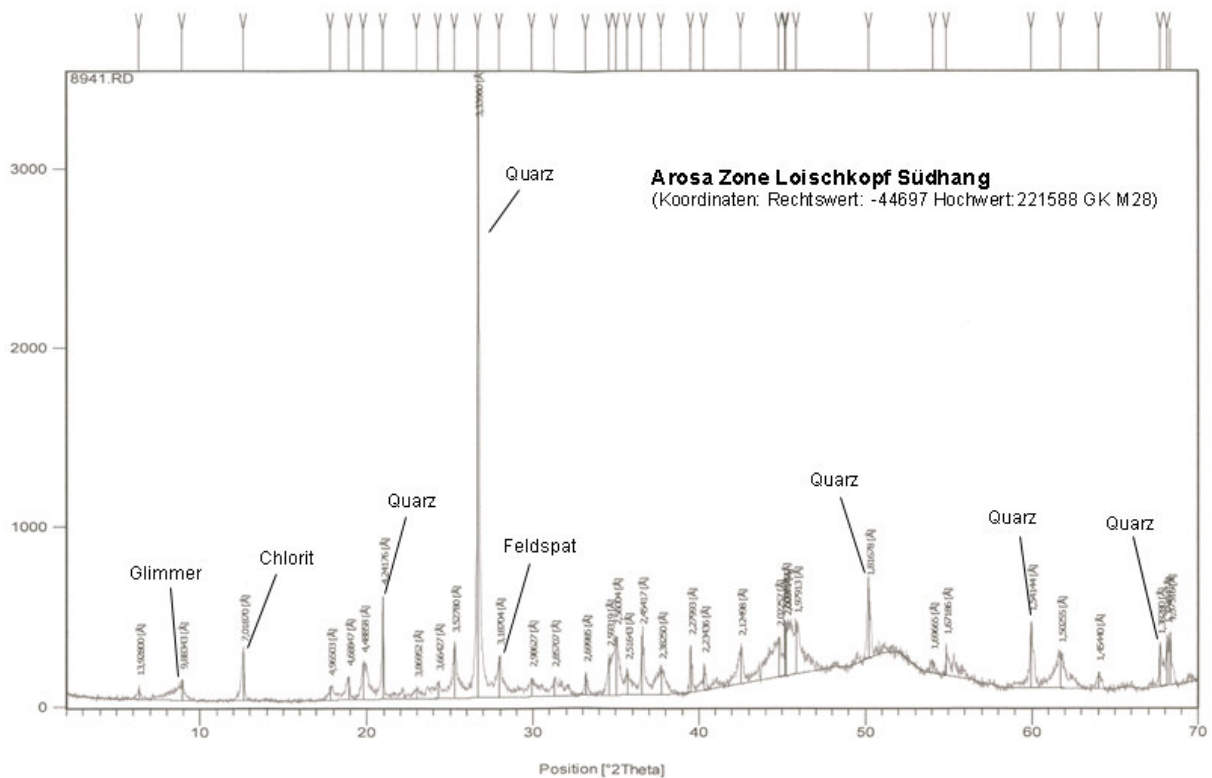


Röntgen Pulver-Diffraktogramme von Verwitterungskrusten von kristallinem Gesteine, untere Ronaalpe, Bürserberg.
 Koordinaten URO/M1B Kruste: Rechtswert: -43591 Hochwert: 224121 (GK M28); Koordinaten URM2B Kruste: Rechtswert: -43554 Hochwert: 224110 (GK M28)
 (Proben: URO1B Kruste=8295; URM2B Kruste=8294; URM1 B Kruste=8293)





Röntgendiffraktogramm von rötlichem Tonschiefer der Arosa Zone, Zwischenbäch. Hoher Dolomitgehalt und hoher Quarzgehalt. In geringeren Mengen: Calcit, Feldspat, Glimmer und Chlorit.



Röntgendiffraktogramm von rötlichem Tonschiefer vom Südhang des Loischkopfes. Sehr hoher Quarzgehalt. In geringeren Mengen: Chlorit, Feldspat sowie Glimmer. Karbonatfrei.

Anlage B: Fotodokumentation



Foto Nr. 1: Übersichtsfoto Davider Moor, Dunza, S Ronaalpe.. Blick nach W in Richtung Furklaalpe. Rechts im Hintergrund die von Hauptdolomit aufgebaute Mondspitze (1967 m). Lokale Moränenwälle des „Furklaeises“ mit Kalk/Dolomit Erratika (mittlerer Pfeil). Linker Pfeil :Mühlebachschnitt. Rechter Pfeil: Verbreitungsgebiet von topografisch höheren Konglomeraten mit zahlreichen Quellaustritten in der Umgebung - Quellschutzgebiet. Buckliges Relief („Mondlandschaft“) weist auf Lösungsprozesse im Konglomerat und insb. in der unterlagernden Raibler-Formation hin. Standort der Aufnahme etwa GK28:-43795/223692.



Foto Nr. 2: Großer Steinkreis untere Ronaalpe (von mittlerer Ronaalpe nach ENE fotografiert). Aufschluss von Raibler Rauhacke (Pfeil links). In der Mitte: Schmelzwasserrinne mit hier beginnenden muldenförmigen Querschnitt. (Liegender blauer Pfeil zeigt Fließrichtung an). Seichte Depression im SE (Pfeil rechts). Größenvergleich: Personen in der rechten Bildhälfte.



Foto Nr. 3: Mittlere Ronaalpe. Im Vordergrund Steinreihe, im Hintergrund Steinkreis. Aufschluss von gebankten Raibler Kalken, Pfeil in der oberen Bildmitte (Einfallen: 31° nach SE). Schmelzwasserrinne (blaue Pfeile zeigen Fließrichtungen). Umspülung des Hügels des Steinkreises. Ausgeprägter Viehtritt auf Terrasse (Pfeil links). Sandig-kiesiger Moränenwall (Pfeil rechts). Blick Richtung WNW. Standpunkt GK28:-43579/223949. 1210 m SH.



Foto Nr. 4: Uferanbruch, Plattenbach, rechtsufrig. Spätglaziale Lockersedimente, evtl. Murgänge. Horizontale Grobkieslage ersichtlich (Pfeil). Unterlagert von gebankten Raibler Kalken (Einfallen: 56° NNW). Blick nach SW. GK28:-42274/224198, rund 830 m SH.



Foto Nr. 5: Uferanbruch, Oberlauf des Mühlebachs, rechtsufrig. Lokale graue-hellbraune geschichtete Seetone (Pfeil), welche in lokalen Stauseen im Zuge des Rückschmelzvorgangs des Illgletschers abgelagert wurden. GK28:-43631/223290, ca. 1165 m SH, ~45 m bachaufwärts von Altsammelstelle. Quaderförmiger Block rechts unten ca. 30 cm größte Kantenlänge.



Fotos Nr. 6/7 : Uferanbrüche, Mühlebach, rechtsufrig, Rötliche, teils graueTonschiefer der Arosa Zone. Koordinaten etwa GK28:-43687/223313. 1185 m SH.



Foto Nr. 8: Anbruch eines spät-postglazialen, rechtsufrigen Schwemm/Murfächers des Plattenbachs. Hauptsächlich angerundeter Mittelkies-Grobkies mit teils exotischen Geröllen. Größenvergleich: GPS Gerät, das auf umgelagerten Gneis-Erratika in Bildmitte liegt. Blick Richtung SW. GK28:-44001/224211. ~1187 m SH.



Foto Nr. 9: Anbruch eines topografisch tieferen spät-postglazialen, rechtsufrigen Schwemm/Murfächers des Plattenbachs auf Straße Richtung Vilschena. Hauptsächlich angerundeter Mittel-Grobkies mit Kristallin und Lokalgeröllen. Blick Richtung SSE. GK28:-43952/224291. 1165 m SH.



Foto Nr. 10: Anbruch einer Kiesterrasse bei Bürserberg-Boden: Mittelkies, v. a. aus lokalen Karbonatkomponenten, teils Kristallinkomponenten, angerundet-gerundet. Schüttungen des Alvier gegen den Illeisrand. Blick nach N. Koordinaten etwa: GK28:-41915/222710. 865 m SH. Weißer Balken:~20cm.



Foto Nr. 11: Abrissnische bei Boden - Kiesterrassen. Blick nach N. Koordinaten etwa: GK28:-41749/222721. 845 m SH.



Foto Nr. 12: Kalkiges, kantengerundetes, fluvial vom späteiszeitlichen Alvier verfrachtetes Geröllmaterial, S-Hang der untersten Terrasse bei Bürserberg - Boden. Blick nach W. GK28:-41810/222720. 855 m SH.



Foto Nr. 13: Kalkiges kantengerundetes Geröllmaterial und kalkige gerundete Komponenten der Grobkiesfraktion. Fluvial vom späteiszeitlichen Alvier transportiert. S-Hang der untersten Terrasse bei Bürserberg - Boden. Blick Richtung ENE. Gleicher Standpunkt wie Foto Nr. 12, 855 m SH.



Foto Nr. 14: Spaltenbildung (sog. „Schrunden“) im Bürser Konglomerat, das hier in horizontal gelagerten Bänken auftritt. Spial, N Brandnertalstraße L82. Blick Richtung W. Spaltenorientierung NW. GK28: -41348/223309. 785 m SH.



Foto Nr. 15: Bürser Konglomerat, evtl. Felssturz, überlagert von Hangschutt bzw. Murgängen im Unterlauf des Schesatobels, N-Spial. GK28: -41289/223735. 685 m SH.



Foto Nr. 16: Sandiger Kies bei Buchwald, angerundet. Schesatobel bzw. Plattenbach-Eisrandschüttungen gegen den Illgletscher, best. aus karbonatischem Lokalmaterial der Einzugsgebiete dieser Gerinne. Blick Richtung Fürkele bzw. NW. GK28: -40769/224772. 610 m SH.



Foto Nr. 17: Topografisch höheres Konglomerat in Erosionsrinne bzw. Spalte W der Ronaalpe. Leicht nach E (talwärts) geneigte Schichtung, murgangartig-fluviatil geschüttet, schlecht sortiert. Hpts. lokale Karbonatkomponenten. GK28:-44185/223709. 1280 m SH.



Foto Nr. 18: Brecciöse, ockergelblich anwitternde, Raibler Rauhwacke bei Kürst (am Top des WNW/ESE verlaufenden Rückens/Abrisskante). Überlagert in diesem Bereich gebankte Raibler Kalke, die mit etwa 36° nach SE einfallen. GK28:-42829/223807. 1165 m SH.



Foto Nr. 19: Lesestein von brecciöser Raibler Rauhwacke. Kürstwald. Möglicherweise durch Steinschlag von in Foto Nr. 18 erwähnter Abrisskante in tieferes Niveau verfrachtet. GK28: -42728/223910. 1025 m SH.

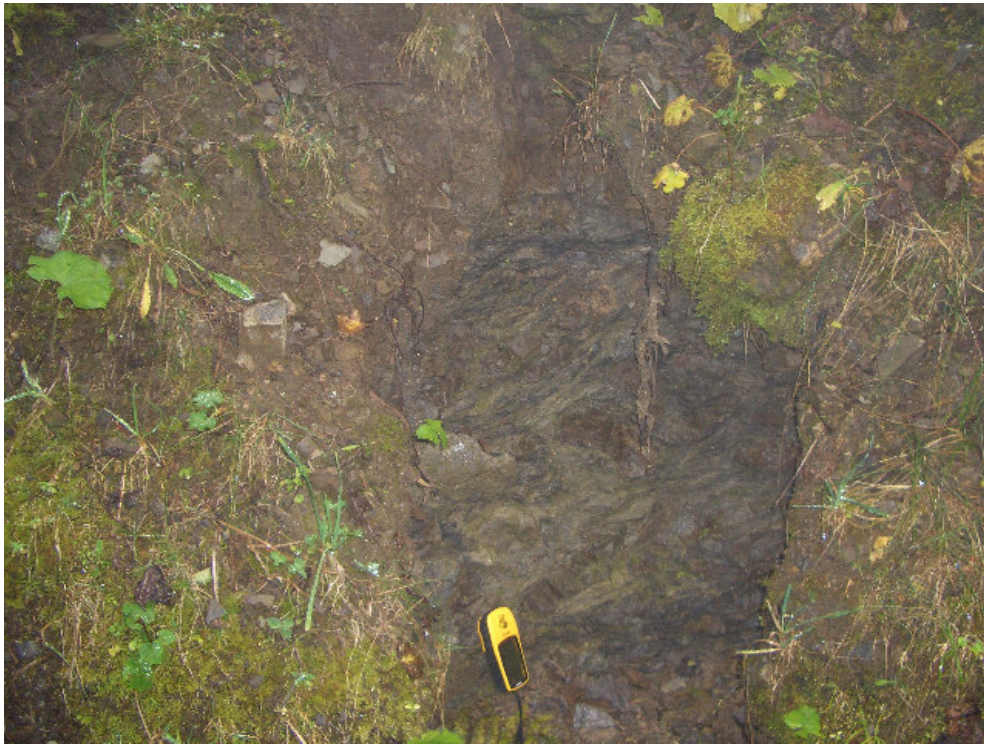


Foto Nr. 20: Tektonisch deformierte Schiefer der Arosa Zone, N-Hang Loischkopf. GK28:-44812/222432. 1600 m SH.



Foto Nr. 21: Verfalteter Raibler Gips, SW-Hang Loischkopf. GK28:-45069/221726. 1720 m SH.

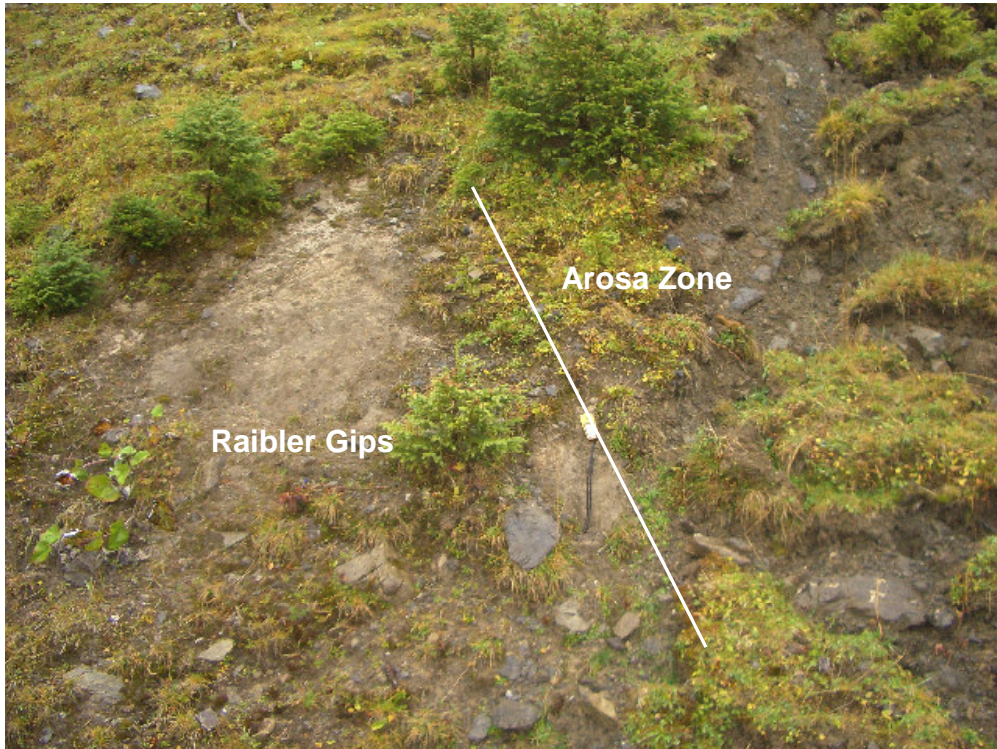


Foto Nr. 22: Blaike bzw. Translationsrutschungen beim tekt. Kontakt Raibler Gips/Arosa Zone, SW-Hang Loischkopf. Blick Richtung NE (Loischkopf-Gipfel). GK28:-45077/221813. 1720 m SH.



Foto Nr. 23: Doline bei Spial, evtl. Toteisloch mit Anbrüchen. GK28:-41421/223269. 785 m SH.



Foto Nr. 24: Depression bei Spial. Kiesiges Moränenmaterial des Illgletschers. GK28:-41114/223616. 753 m SH.



Foto Nr. 25: Erosionsrinne mit Illgletscher-Blockstreu (Gneis-Erratika) bei Spial. Anfangs U-Querschnitt, später (nicht mehr im Foto) deutliche V-förmige Eintiefung. Blick Richtung NW. GK28:-41154/223614. 750 m SH.



Foto Nr. 26: Verwitterung (Frostsprennung) von kristallinen Ill-Erratika (Flasergneise). E-Spial. GK28:-40677/223785. 665 m SH.



Foto Nr. 27: Muldenförmige Schmelzwasserrinne bzw. vom lokalen Furklaislappen erodiertes Tal mit feuchtem unterem Abschnitt, WNW der mittleren Ronna. Blick Richtung SSW. Farne als Feuchtigkeitsanzeiger in der rechten unteren Bildhälfte. Am unteren Ende dieser Rinne teils Vernässungen. GK28:-43934/224095. 1200 m SH.



Foto Nr. 28: Sandig-kiesiges Moränenmaterial (evtl. fluvial überprägt durch von oberer Ronaalpe kommendem Gerinne) mittlere Ronaalpe, E von Steinreihe. Aufschluß im Zuge von Wegerweiterungen. Blick Richtung ESE. GK28:-43567/223931. 1215 m SH.



Foto Nr. 29: Kniewuchs einer Lerche durch Bodenkriechen, N Steinkreis untere Ronaalpe. Blick Richtung ESE. GK28:-43589/224197. 1185 m SH.



Foto Nr. 30: Vernässte Stellen (Pfeile) in Schmelzwasserrinne der mittleren Ronaalpe, neben Steinreihe. Blick Richtung WNW. GK:-43593/223921. 1210 m SH.



Foto Nr. 31: Uferanbruch, Mühlebach, linksufrig. Anbruch eines postglazialen Mur- bzw. Schwemmfächers mit i. W. horizontaler Schichtung. Grobkiesige mittlere Lage mit Geröllen ersichtlich (Pfeil). Blick von Altsammelstelle nach NW. GK28:-43579/223283. 1160 m SH.



Fotos Nr. 32/33: Steinkreise untere Ronaalpe vor und nach der Aufstellung im Jahr 2004. Unteres Foto aufgenommen im Sommer 2007. Dichter Pflanzenbewuchs (Pfeil) zeigt teils erhöhte Feuchtigkeit im Hangfußbereich an. Blick nach WNW. Standort: GK28: -43506/224133. ~1194 m SH. (oberes Foto F. GROSSAUER).



Fotos Nr. 34/35: Steinkreis untere Ronaalpe vor und nach der Aufstellung im Jahr 2004. Unteres Foto aufgenommen im Sommer 2007. Teils erhöhte Feuchtigkeit im Hangfußbereich (Pfeil). Blick Richtung SSE. Standort: GK28:-43566/224137. 1189 m SH. (oberes Foto: F. GROSSAUER).



Foto Nr. 36: Mittelstein untere Ronaalpe vor der Aufstellung im Jahr 2004. Durch G. PIRCHL gekennzeichnete radialstrahlig vom Mittelstein verlaufende Adern. Blick nach N. GK28:-43571/224108. 1188 m SH. (Foto: F. GROSSAUER).



Foto Nr. 37: Rezentos Fundstück: Angerostete Feile (Länge~30 cm) aus Bodenhorizont (~15 cm Tiefe), nebst ehemaliger Hütte, Steinkreis untere Ronaalpe, zeigt anthropogene Veränderung an. GK28:-43569/224097. 1188 m SH.



Fotos Nr. 38/39: Anthropogene Veränderungen am Eingang der Schmelzwasserrinne, welche in Richtung untere Ronna führt: Historische Wegmarkierung mit erratischen Flasergneisblöcken. Oberes Foto: Blick Richtung mittlere Ronna bzw. NW, unteres Foto: Blick Richtung Tschengla bzw. SE. GK28:-43456/223854. 1210 m SH.



Foto Nr. 40: Sedimentationsstrukturen im SchesabruCHKessel: Probeabbau Gaschiera. Rückböschung. Schräggeschichtete grobe Übergußschichten der Schesa (nach H. BERTLE, 1999), topset beds (Pfeil). Rechts im Hintergrund: Aufgeschlossene Kalke der Arlberg-Formation am Gaschierakopf-NE-Hang m(Pfeil. Blick Richtung E .GK28:-42878/222511. 1025 m SH.



Foto Nr. 41: SchesabruCHKessel: Grobkörnige Übergußschichten (Pfeile). Blick nach NE (Zwischenbäch). Etwa gleicher Standpunkt wie Foto Nr. 41.



Fotos Nr. 42/43 : Deltaschüttungen des Schesatobels. Schrägschichtung, bzw. foreset beds (mittlerer Pfeil) mit unterlagernder feinklastischer, horizontaler Lage (unterer Pfeil), welche den Beckenbereich widerspiegelt. Grobkörnigere horizontal geschichtete Übergußschicht (oberer Pfeil). Schüttungen des Schesatobels in Eisrandsee. Mattabühel, Unterlauf Schesatobel, linksufrig. (Fotos: R. J. BERTLE).



Fotos Nr. 44/45: Ehemaliger Kiesabbau bei Außerberg. Rechtsufrige Eisrandterrassen des Plattenbachs. Blick nach W. (Fotos: R. J. BERTLE).



Foto Nr. 46: Rezenten Aufschluss von schräg geschichtetem, sandigem Mittelkies mit eingestreuten Geröllen im Einschnitt des Plattenbachs bei Außerberg (rechtsufrig). Vom Plattenbach an den Illgletscherrand deponiertes hpts. karbonatisches Lokalmaterial von dessen Einzugsgebiet sowie aufgearbeitetes Illmoränenmaterial. Die Festgesteinsunterlage bilden mittelsteil nach SSE einfallende, gebankte Raibler Kalke/dolomitische Kalke bzw. Dolomite. GK28:-41818/224126. 755 m SH.



Foto Nr. 47: Gekritztes Geschiebe. Dunkler Kalk der Arosa Zone, tektonisch stark beansprucht, Calcitverfüllung der Klüfte. Loischkopf. 1750 m SH. GK28:-44946/221783.



Foto Nr. 48: Gekritzter Gneiserratiker bei Spial. ~740 m SH. Etwa GK28:-40985/223373.

Lebenslauf

Bernhard Scherz

Geb. am 2.3. 1981 in Salzburg.

AHS - Matura im Juni 1999 in Salzburg.

Studium Erdwissenschaften ab WS 1999 in Salzburg.

Ab WS 2000 Studium Erdwissenschaften in Wien.

Zivildienst v. 2001-2002 in Salzburg.

Von 2002-20008 Studium Erdwissenschaften bzw. Geologie in Wien.