

Geomorphologie des unteren Breitachtales bei Oberstdorf. Mit einer Spezialbetrachtung zur Breitachklamm-Entstehung

von Hellmut Völk, Andreas Piekniewski und Iris Lippert

Zu den Autoren

Prof. Dr. Hellmut R. Völk, geboren 1933 in Donauwörth, Bayerisch-Schwaben. Studium der Geologie und Paläontologie an der Ludwig-Maximilians-Universität München. Dissertation an der Universität Amsterdam über ein Tertiärbecken innerhalb der Betischen Kordillere Südspaniens. Lagerstättenforschung zu «Steine und Erden» am Hessischen Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden. Habilitationsschrift an der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg über das Quartär Südspaniens. Professor für Geographie an der Universität Heidelberg seit 1980; Schwerpunkte Geomorphologie und Bodenkunde. Gegenwärtige Hauptinteressengebiete: Geomorphologie der Hochgebirge, Glazialgeschichte und Massenbewegungen.

Studienrat Andreas Piekniewski, geboren 1965 in Heidelberg, verheiratet, zwei Kinder, ist als Gymnasiallehrer an der Gewerblichen Schule Ravensburg tätig. Nach dem Abitur am Hebelgymnasium in Pforzheim verpflichtete er sich für drei Jahre in der Bundeswehr, die er als Leutnant verließ. In Heidelberg studierte er Germanistik, Geschichte und Geographie. In den letzten 10 Jahren führte er im Rahmen von geowissenschaftlichen Forschungsprojekten mit Prof. H.R. Völk eine Reihe von geomorphologischen Detailkartierungen durch. Schwerpunktmäßig sind hier die Allgäuer Alpen zu nennen: Ostertal, Warmatsgund- und Unteres Kleinwalsertal. Zur Zeit arbeitet er an den Kolken der Breitachklamm.

Dipl.Geogr. Iris Lippert, geboren 1960 bei Heidelberg, Studium der Geographie mit Nebenfächern Geologie und Ethnologie an der Universität Heidelberg. Diplomarbeit über die Flächeninanspruchnahme der Stadt Buchen (Odenwald) seit den 50er Jahren. Nach dem Studium Weiterbildung im Bereich Digital Publishing – Multimedia. Mitherausgeberin (Illustrationen) zweier Kinderbücher mit naturkundlicher Thematik. Beschäftigt im digitalen Printbereich.

**VORARLBERGER
NATURSCHAU
14
SEITE 9–66
Dornbirn 2004**



Inhaltsverzeichnis

<i>Abstract</i>	11
<i>Zusammenfassung</i>	11
1. <i>Morphographische Einführung</i>	13
2. <i>Geologisch-tektonische Situation</i>	13
2.1 Formationen und Gesteine	14
2.2 Oro- und hydrographische Einflussnahme durch Falten- und Bruchtektonik der Gebirgsketten des östlichen Helvetikums	15
2.2.1 Orographische Einflüsse	15
2.2.2 Hydrographischer Einfluss	17
2.3 Bruchtektonische Zerlegung des östlichen Helvetikums bei Tiefenbach	18
2.4 Tektonische Verhältnisse im Engenkopf (Starzlach)-Gewölbe des Helvetikums	22
2.5 Tektonische Verhältnisse am Breitachdurchbruch westlich Jauchen und kurz vor Erreichen der B 19	24
3. <i>Struktur- und Weichformen</i>	25
3.1 Strukturformen des Helvetikums	25
3.1.1 Antiklinalkämme mit vertikalen Felswandfluchten	25
3.1.2 Schichtgebundene vertikale Felswandfluchten	26
3.1.3 Bruchtektonische vertikale Felswandfluchten	26
3.2 Strukturformen im Flysch	29
3.3 Weichformen im (Helvetikum und Flysch)	29
4. <i>Glaziale Formen</i>	31
4.1 Erosionsformen der Gletscher	31
4.1.1 Trogtalende der oberen Breitach	31
4.1.2 Spornverebnung nördlich Söllereck	31
4.1.3 Rundhöcker-Landschaften	31
4.2 Ablagerungsformen des Gletschereises	32
4.2.1 Grundmoräne	32
4.2.2 Moränenwälle	33
5. <i>Glazifluviale und glazilakustrine Formen</i>	37
5.1 Glazifluviale Eisrandterrassen	37
5.2 Randglaziale Schwemmfächer-Ablagerungen	40
5.3 Glazifluviale Schotterterrassen der Umfließungsrinne Lochwiesen-Hirschsprung	40
5.4 Glazilakustrine Ablagerungen	41
5.4.1 Deltaterrassen im Trogtalbereich	41
5.4.2 Deltaterrassen und Seetone bei Ferlewang-Winkel und in der Lochwiesensenke	44
5.4.3 Kames- und/oder Deltaterrassen bei Ried nördlich Hirschsprung	45
6. <i>Paläogeographische Entwicklung der Spätglazial-Vereisung und Deglaziation</i>	45
6.1 Bühl-Stadium	46
6.2 Steinach-Stadium	46
6.2.1 Letzte Gletscher im unteren Breitachtal	46
6.2.2 Finaler Eisabbau im unteren Breitachtal	47
10 7. <i>Periglazialformen</i>	48

8. Karstive Formen	49
9. Hangmassenbewegungen; Muren; Bodenfließen	52
10. Fluviale Formen; Breitachklamm	54
10.1 Breitachtal oberhalb der Klamm	54
10.2 Breitachtal unterhalb der Klamm	57
10.3 Breitachklamm	58
10.3.1 Klammdefinition	58
10.3.2 Vergleichende Klammbeobachtungen	59
10.3.3 Phasen der Entwicklung einer Klamm zur Schlucht	60
10.3.4 Doppelstöckigkeit der zentralen Breitach-Jungklamm	61
10.3.5 Breitach-Altklamm	61
11. Morphostratigraphie: Würmhochglazial-Spätglazial-Holozän	64
11.1 Allgemeines	64
11.2 Ermittlung der Gletschereishöhen	64
12. Literaturverzeichnis	65

Abstract

Geomorphology of the lower course of the Breitach Valley near Oberstdorf, southern Bavaria; with special emphasis on the Breitach-Gorge and its origin. The paper focusses on the landscape development in Late and Postglacial times. Apart from morainic configurations, ice marginal and glacio-deltaic features play an important role to throw light upon the various stages of deglaciation. Mass rock creep at «Hirschsprung» locality must have blocked a former Breitach course to the north. Canyons and a magnificent saw-cut gorge connect the upper and lower course of the Breitach River. It is assumed that particular erosional phases have led to their origin. A geomorphological map of the region is provided.

Key words: Late and Postglacial development, roches moutonnées, moraines, ice marginal and glacio-deltaic terraces, mass rock creep, natural bridge of collapsed cave roof, geomorphological map; saw-cut gorge, canyon

Zusammenfassung

Die hier vorgelegten Forschungsergebnisse der Geomorphologie des unteren Breitachtales schließen sich eng an jene des Kleinwalsertales der oberen und mittleren Breitach an. Dabei gibt es einen geomorphologischen Übergangsraum, nämlich das Breitach-Trogtalende im Bereich der Breitachklamm. Dort ist die Mündungsstufe des kleineren Breitachgletscher-Tales zum größeren Illergletscher-Tal zu erkennen, worin die bekannte Klamm eingetieft ist. Die Untersuchung der Breitachklamm nimmt in dieser Arbeit einen Schwerpunkt ein.

Talabwärts beherrschen hochglazial geglättete Rundhöcker- und Spornrücken-Erosionsformen die Morphologie der unteren Breitach sowie der Tiefenbacher Berge. Wissenschaftlich neu und deshalb interessant sind dort die morphologischen

Zeugen des pleistozänen Gletschereis-Abbaus im Würmspätglazial, teils als glazifluviale Erosionsformen am Gletscherrand (Eisrandterrassen), teils als Aufschüttungsformen wie Kames- und Deltaterrassen zu interpretieren.

Die vorliegende Studie zeigt im einzelnen Ergebnisse auf folgenden Gebieten:

Strukturmorphologie

- Die auffälligste strukturmorphologische Großform stellt die N-S gerichtete Lochwiesen-Hirschsprung-Senke durch das Helvetikum-Faltengebiet bei Tiefenbach dar. Möglicherweise ist diese Großform als Seitenverschiebungsbecken zu deuten.
- Strukturmorphologisch interessant sind auch die zahlreichen Wandabstürze aus Schratenkalk quer zur Streichrichtung des Helvetikum-Faltengebietes (Antiklinorium-Nord) bei Tiefenbach. Die Ursache sind zahlreiche Blatt- oder Horizontalverschiebungen parallel zum Illertal.

Glazialmorphologie

- Moränenwälle sind zwischen 1450 m, Söllereck, und 880 m, Reute, zu finden. Sie entstammen den Vergletscherungen des Würmhochglazials und des älteren Spätglazials, Bühl- und Steinach-Stadium. Am tiefsten reicht die Bühl(?)-Mittelmoräne der Breitach-Stillach-Gletscherkonfluenz bei Reute, 1,8 km westlich Oberstdorf.
- Eiskern-Moränen mit dem Leitgeschiebe Hauptdolomit zeigen unzweideutig den zeitweiligen Stillachgletschereinfluß im unteren und mittleren Breitachtalraum während des Spätglazials (Steinach).
- Die glazifluvialen Eisrandterrassen von Kornau begleiteten den Eisabbau (Gletschereisschwund) der Steinach (4)-Phase in Form kleinster Stufen; gleichzeitig erfolgte der Schmelzwasser-Abfluß auch über die Lochwiesen-Hirschsprung-Senke.
- Die glazilakustrinen Deltaschotter von Ferlewang-Winkel füllten einen Eisstausee im ehemaligen Zungenbecken des Breitachgletschers im Spätglazial, zur Zeit der Steinach (5)-Phase; gleichzeitig Stausee-Überlauf über die Lochwiesen-Hirschsprung-Senke.

Hangmassenbewegung, Talzus Schub

- Anzeichen für extrem langsame Massenbewegungen vom Typ Tiefkriechen oder Talzus Schub wurden an mehreren Stellen entlang der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke beobachtet. Die heutzutage sichtbare Sperrung für fluvialen Abfluss von S nach Nord wird von den Verfassern auf Talzus Schubvorgänge im Spätglazial zurückgeführt.

Talbildung, Breitachklamm

- Die Breitachklamm-Eintiefung geschah entlang deutlich vorgezeichneter, mehrfach seitlich versetzter Blatt- oder Horizontalverschiebungen.
- Die heutige, erschlossene Jungklamm ist im Tiefenstockwerk der Klammstrecke ausgebildet. Ihre Eintiefung begann im Würmspätglazial (Steinach (5)-Phase) und hält noch an.

- Die Formenentwicklung der Jungklamm ist mehrphasig. Zur Genese der Jungklamm wurde ein Vergleich zu anderen nordalpinen Klammern gezogen und ein Vierphasen-Schema (*Tab. 4*) aufgestellt.
- Über der heutigen Breitachklamm ist streckenweise ein stärker verwittertes, nicht zugängliches Höhenstockwerk einer vorzeitlichen Klamm vorhanden, d. h. eine Altklamm aus dem letzten Interglazial (Riß/Würm). Ihre Sedimentfüllung stammt jedoch vermutlich aus der letzten Großvergletscherung (Würm).
- Mehrere Gründe sprechen für einen früheren Abfluss der Breitach über die Hirschsprung-Enge nach Norden, u.a. Terrassenreste in der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke bei Tiefenbach und das jugendliche Aussehen des heutigen Durchbruchstaes der Breitach zwischen Burg-Bichel (Sulzburg) und Jauchen-Bichel westlich Oberstdorf.

1. Morphographische Einführung

Verlässt man das Kleinwalsertal auf der Straße Richtung Oberstdorf an der Kleinwalserschanz, so ändern sich die Landschaftsformen zunächst nicht. Zur Rechten erstreckt sich ein schwer zugänglicher steiler Trogtalhang mit dichter Bewaldung, die bayerische Fortsetzung des walserischen Söllerwaldes. Zur Linken blickt man zwischen Baumwipfel hindurch, quer über das Breitachtal auf den nahen Engenkopf ohne den Fluss dazwischen sehen zu können; denn hier durchbricht er eine 1,4 km lange, weich abgeschliffene Felsschwelle zu Füßen des Engenkopfes in Form einer Klamm, der berühmten Breitachklamm. Erst nach 1,5 km verlässt man den Waldsaum zu beiden Seiten der Walserstraße, da sich das Tal nun stark erweitert, ja einen Taltrichter bildet, mitgeschaffen durch den Zulauf der Rohrmooser Starzlach aus westlicher Richtung. Weit kann der Blick nun über die großen Wiesen- und Weideflächen von Kornau nach Norden schweifen, wo sich jenseits der Breitach-Talerweiterung von Oib ein neuer Charakter der Landschaftsformung, nämlich der Typ der kuppigen Mittelgebirgslandschaft am Nordwest- und Westrand des Oberstdorfer Beckenraumes zu erkennen gibt. Der geschlossene Talraum der Breitach geht unterhalb der von der Breitachklamm zerschnittenen felsigen Geländestufe, einer Hängetalstufe, verloren. Dem Tal der unteren Breitach bis zur Mündung des Flusses, nördlich Oberstdorf, fehlt der Hochgebirgscharakter. Der reliefstarke Taltyp des Kleinwalsertales hat einer vielgestaltigen, eher kleingekammerten Landschaft aus Hügeln und Bergrücken mit talartigen Einsenkungen Platz gemacht. Es herrschen nun linksseitig, bei Tiefenbach, eine bunte, beinahe chaotische Verteilung von bewaldeten Rücken vor, und rechtsseitig terrassenförmige Weideflächen, die sich um den abgesunkenen und stark zugerundeten Söllerecksporn bei Reute schmiegen.

2. Geologisch-tektonische Situation

Das Gebiet der Breitach hat Anteil an drei großen tektonischen Deckeneinheiten der Alpen, die während der alpinen Tektogenese übereinandergeschoben und

miteinander verfault wurden. Dazwischen eingeschaltet lagern zerrissene Massen aus uneinheitlichen abgeschürften Gesteinen, bisweilen stark fragmentiert oder vermischt, sog. Mélanges. Die Breitach entspringt im rhenodanubischen Flysch des hinteren Kleinwalsertales, den sie nach einer kurzen Fließstrecke in der Aroser-Mélange durchquert. Zwischen Hirschegg und Riezlern durchschneidet sie die Ultrahelvetikum-Mélange, die sie nochmals bei Tiefenbach zusammen mit Flysch in ihrem Unterlauf durchzieht. Folgende Deckeneinheiten sind im Unterbau und Gebirgsrahmen der unteren Breitach aufzufinden (von oben nach unten):

- oben: Kalkalpin-Decke
- Aroser-Mélange
- Rhenodanubische Flysch-Decke
- Ultrahelvetikum-Mélange
- unten: Helvetikum-Decke

2.1 Formationen und Gesteine

Formationen des Helvetikums (reduziert):

- Dreielangel-Schichten; dunkelgrauer, glaukonitischer Schiefer; Kreide/Tertiär-Übergang
- Wang-Schichten; dunkelgrauer, sandig-kalkiger Mergel; höchste Oberkreide
- Amdener Schichten; graue Tonmergel; höhere Oberkreide
- Seewerkalk; heller Kalkstein; tiefere Oberkreide
- Gault-Grünsandsteine (Garschella-Formation); glaukonitische, kalkfreie dunkle Sandsteine; oberste Unterkreide («Gault»)
- Brisi-Subformation (Garschella-Formation); glaukonitischer Quarzsandstein; oberste Unterkreide («Gault»)
- Schrattenkalk; bioklastischer Kalkstein; höhere Unterkreide
- Drusberg-Schichten; grauer Tonmergel; höhere Unterkreide
- Kieselkalk; sandiger Kalkstein; mittlere Unterkreide
- Orfla-Formation («Valendis-Kalk»); oolithischer Kalkstein; tiefere Unterkreide

Gesteine der Ultrahelvetikum-Mélange (reduziert)

- «Leimern-Schichten»; helle Kalkmergel; Oberkreide bis Mitteleozän
- «Hörnlein-Schichten»; dunkler Kalk mit Diabas-Lagen; Oberkreide
- «Feuerstätter Sandstein»; Glaukonit-Sandstein; Paläozän
- «Junghansen-Schichten»; Sandstein, Feinbrekzie, Konglomerat und schwarze Tonlagen; Oberkreide bis Mitteleozän

Formationen des Flyschs (reduziert)

- Piesenkopf-Schichten; dünnplattiger Kalk; höhere Oberkreide
- Reiselsberger Sandstein; glimmerreicher Sandstein; tiefere Oberkreide

Gesteine der Aroser-Mélange

Unterschiedlichen Alters: Kreide bis Jura; ferner Präkambrium (Kristallin-Scherlinge)

- Spilit; Diabas
- Ophiolith; Serpentin-Peridotit
- Aptychenschichten; Kalkmergel
- Allgäuschichten; Mergel-Kalk und Tonschiefer
- Radiolarit; Kiesel-schiefer
- Kristallin; Gneis, Glimmerschiefer, Amphibolit

Formationen der Kalkalpin-Decke

(nicht vorkommend an der unteren Breitach)

2.2 Oro- und hydrographische Einflussnahme durch Falten- und Bruchtektonik der Gebirgsketten des östlichen Helvetikums

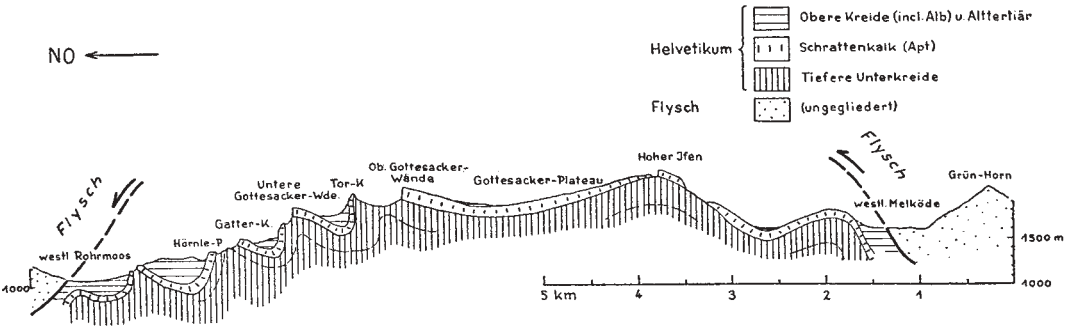
2.2.1 Orographische Einflüsse

Der tektonische Faltenwurf des Helvetikums im östlichen Voralberg und bay-erischen Allgäu zeigt die in der Fachliteratur häufig erwähnte harmonische Gestaltung (SCHMIDT-THOME 1960, RICHTER 1984, SCHOLZ 1995, u. a. Autoren), die u. a. deshalb bemerkenswert ist, weil sie auch orographisch und damit geomor-phologisch nachvollziehbar ist. Es lassen sich folgende Teilabschnitte von S nach N unterscheiden (Tab. 1):

– Antiklinorium – Nord – Synklinorium – Antiklinorium – Süd

	W	E	
ANTI-KLINORIUM NORD	Besler 1680 m	Schwarzenberg 1340 m	Schönhaldenkopf 990 m
	Schatthalde (Falkenberg) 1320 m	Auf-der-Nase ca. 1200 m	Ochsenberg 1179 m
	Toniskopf 1463 m	Geißberg 1382 m	Burg-Bichel (Sulzburg) 980 m
SYNKLINORIUM	Starzlach-Antikline Schattwald/Scheidthal-Alpe 1139 m		
	Kackenkopf 1560 m	Engenkopf 1282 m	
	Gatterkopf 1659 m	Musberg 1487 m	
ANTI-KLINORIUM SÜD	Unt. Gottes- wände 1858 m	Kühberg 1523 m	
	Ob. Gottes- ackerwände 2033 m	Grafen-Küren-A. 1420 m	
	Hochifen 2230 m	Bärenköpfle 1702 m	

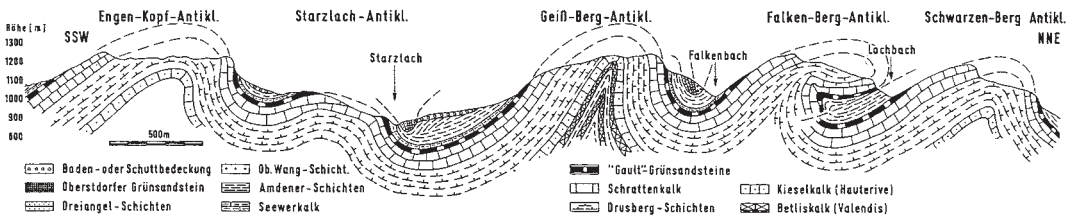
Tab. 1: Orographische Daten des Helveti-kums im Raum Klein-walsertal-Oberstdorf zeigen die Höhenlagen der einzelnen Anti-klinen innerhalb der größeren Anti- und Synklinorium-Falten-welle.



**Abb. 1: Nordvergenter
Faltenwurf des
Helvetikums im Ifen-
Gebirgsmassiv; hier als
Antiklinorium-Süd
bezeichnet. Aus
SCHMIDT-THOME 1960.**

Wie Tab. 1 und Abb. 1 zeigen, nehmen die Scheitelhöhen der berühmten Faltenwellung insgesamt von Süden nach Norden ab, und gleichzeitig tauchen die Sattel- und Muldenachsen nach Osten unter die Flyschdecke weg, unter Zwischenschaltung der Ultrahelvetikum-Mélange. Ferner ist eine klare Faltenvergenz nach Norden unverkennbar (Abb. 2), eine Entwicklung, die zu dem geomorphologischen Ergebnis führt, dass alle Nordflanken der Gebirgsketten steiler sind als die Südflanken, bis hin zum Nordrand des Antiklinoriums-Nord, Schwarzenberg und Schönhaldenkopf, der in der Landschaft in Form schroffer schichtkonformer Schrattenkalk-Felswände zu sehen ist. Profilzeichnungen von KRAUS (1931) und Kartenaufnahmen von OELDENBERGER (1989) zeigen allerdings neben der sogenannten Faltenharmonie auch den lokalen Effekt stärkerer Einengung, nämlich Verschiebung, und Dehnung von Faltenzügen, mit bruchhafter Deformation kompetenter Gesteine, z.B. am Hirschsprung und generell nördlich Tiefenbach im Nordosten des Helvetikums (vgl. Kap. 2.4).

**Abb. 2: Nordvergente
Falten des Helvetikums
bei Tiefenbach; hier
als Synklinorium und
Antiklinorium-Nord
bezeichnet.
Aus LIEDHOLZ 1983.**



2.2.2 Hydrographischer Einfluss

Der geologische Rahmen des unteren Breitachtales stellt weitgehend eine Fortsetzung der geologischen Verhältnisse der oberen Breitachregion, also des Kleinwalsertales dar (vgl. VÖLK & SCHEID 2001). Allerdings ist der Verlauf der unteren Breitach mehrmalig stärker nach N abgewinkelt und verlässt somit den tektonischen Grenzbereich zwischen der Flyschseinheit im S und dem Helvetikum im N. Nur an der Breitachstrasse NW Oberstdorf wird die Deckengrenze Flysch/Helvetikum nochmals berührt. Aus dem ENE-gerichteten Verlauf der Talachse wird ab Breitachklamm eher ein mehrfach nach NE geknickter. Die tektonische Vorzeichnung des Breitach-Talweges wird also mit Annäherung an seinen Vorfluter Iller, einem bedeutenden alpinen Quertal, offenbar neu bestimmt und das Tal tendiert nun dazu die Gebirgsketten des Helvetikums nahe Oberstdorf schräg (nordöstlich) zu durchbrechen. Wie ist das zu verstehen?

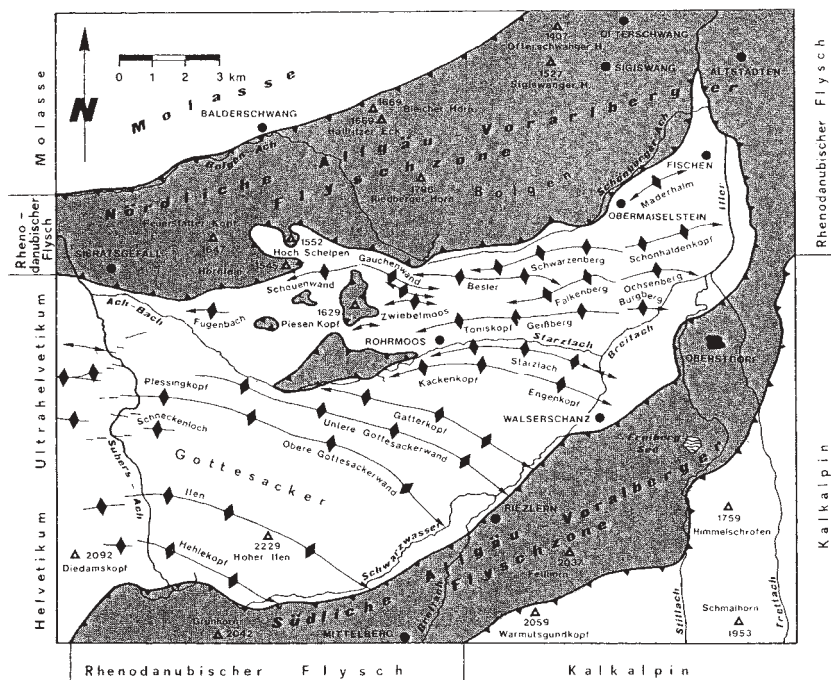
Betrachtet man die Faltenwellen des Helvetikums als Ganzes (*Abb. 4*), also sowohl die das Kleinwalsertal (= obere Breitach) orographisch links begleitenden Faltenzüge, hier genannt «Antiklinorium-Süd», wie auch diejenigen Faltenzüge, die das hier näher zu erklärende Gebiet westlich/nordwestlich Oberstdorf, links der unteren Breitach, durchziehen, hier genannt «Synklinorium» und «Antiklinorium-Nord», so kann man folgendes feststellen (*Abb. 2; Abb. 3*):

- Antiklinorium-Süd: Das Ifen-Massiv mit seinen landschaftsformenden Schrattekalkgewölben verbleibt i. w. links der (oberen) Breitach, d. h. ohne Einfluss auf den Breitach-Talweg.
- Synklinorium: Das Kacken-Engenkopf-Gewölbe dagegen überschreitet mit seinem Schrattekalk-Sattel den unteren Breitachlauf und zieht ihn mithilfe einer markanten Störungszone, der komplizierten Breitachklamm-Blattverschiebungs-Zone, insgesamt in eine neue Richtung, nämlich Nordost bis Nord (vgl. *Kap. 2.4*)
- Antiklinorium-Nord: Seine Faltenzüge sind zweigeteilt in eine Westabschnitt (Geißberg, Auf-Der-Nase, Schwarzenberg) und einen Ostabschnitt (Burg-Bichel = Sulzburg, Ochsenberg, Schönhaldenkopf) unterbrochen von einer etwa S-N verlaufenden tektonischen Senke, die die Lochwiesen-Hirschsprung-Talung bildet. Durch diese Senke floss vermutlich die ältere Breitach im Riß/Würm-Interglazial und Würm-Spätglazial, bevor ihr der Abfluss am Hirschsprung versperrt wurde (*Kap. 9*) und sie den Durchbruch zwischen dem Jauchen-Bichel und Burg-Bichel (=Sulzburg) zum heutigen «Illersprung»schaffte (siehe *Kap. 10.2*).

2.3 Bruchtektonische Zerlegung des östlichen Helvetikums bei Tiefenbach, nordwestlich Oberstdorf

Ein Blick auf die Geologischen Karten (KRAUS 1931, 1932a, ZACHER 1990 und OELDENBERGER 1989) lässt erahnen, wie stark die bruchtektonische Zerlegung oder Zerstückelung im Nordostabschnitt des Antiklinorium-Nord (Schönhalden-Kopf, Jägersberg, Ochsenberg, Burg-Bichel) östlich der Lochwiesen-Hirschsprung-Talung (=Senke) und unmittelbar westlich davon (Schwarzenberg, Falkenberg, Geißberg) ist. Die auf den amtlichen Geologischen Karten eingetragenen tektonischen Linien zeigen in dicken Strichen Abschiebungen, Überschiebungen und Blattverschiebungen. Die Bearbeiter haben aber (leider) die tektonischen Bruchlinien (Störungen) in den Gesteinsabfolgen i. d. R. nur dort eingetragen, wo sie einen Verschiebungsbetrag ablesen konnten, also Teilstücke auf beiden Seiten der meist steilstehenden Störungsflächen erhalten sind. Geomorphologisch bedeutsam und damit landschaftsprägend sind allerdings eher die auf der Geologischen Karte nicht angegebenen Wandabstürze ohne Gegenstücke, die dem Betrachter als große freie Felswände des Schrattekalkes bis zu 50 m Höhe oder als Geländestufen ins Auge fallen. Beispiele finden sich u. a. in der westlichen und östlichen Begrenzung der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke bei der Ortschaft Tiefenbach (vgl. *Geomorphologische Karte Abb. 4; Abb. 13 & 14*).

Abb. 3: Lage der Faltenachsen im Helvetikum des Grenzbereichs Voralberg/Allgäu. Aus RICHTER 1984.



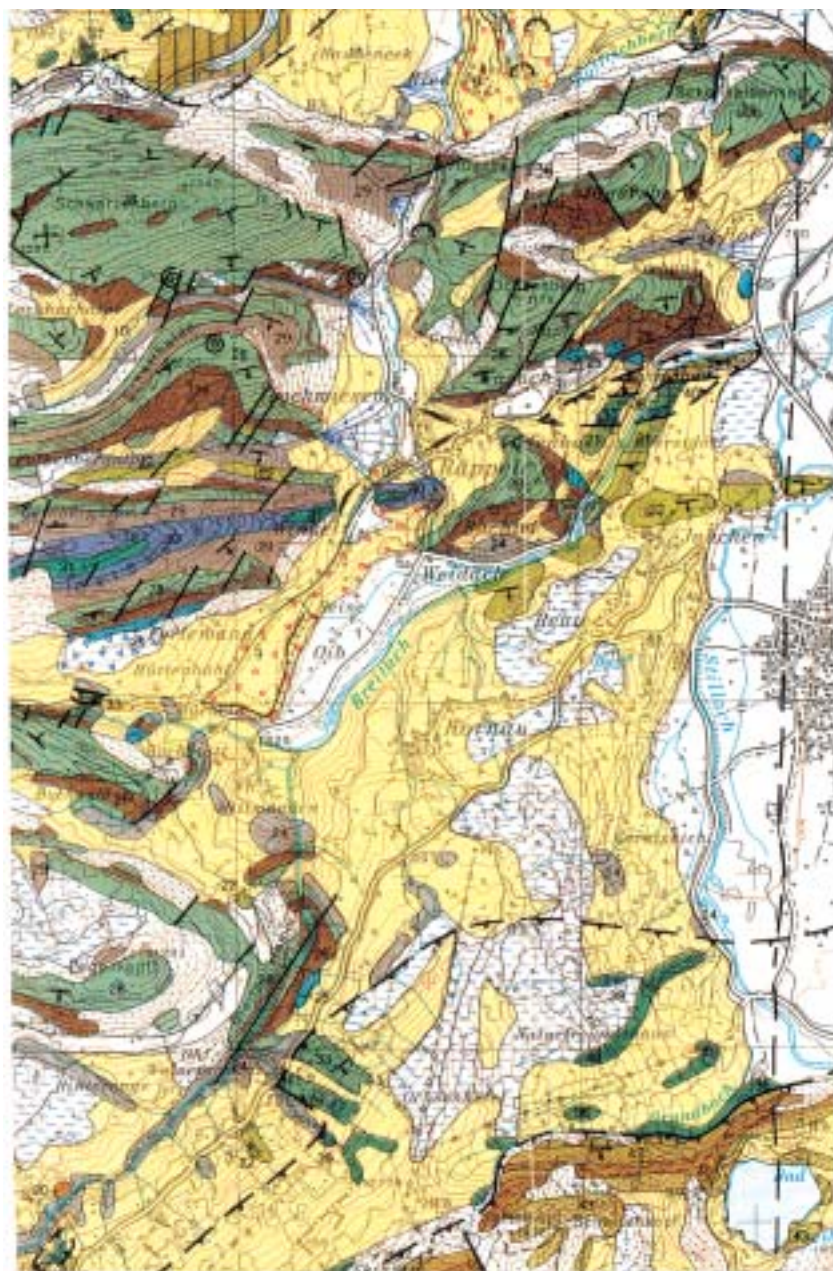
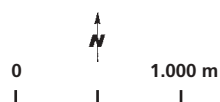


Abb. 4: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes 1:45.000; Ausschnitt aus der Geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt Mittelberg (113) 1:50.000; bearbeitet von W. ZACHER 1990

©BEV – 2004, Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, Zl. EB 2004/00208.



 Wärgschichten (dunkelgrauer, sandig-kalkiger Mergel; Obercampan-Maastricht) Grünsandstein	 Garmser Schichten (glaukonitischer Quarzsandstein, Oberapt)
 Amdener Schichten; Leistmergel (grauer Tonmergel; Coniac-Campan)	 Schratenkalk (biogener Kalkstein; Oberbarrême-Linterapt)
 Seewerkalk (heller Kalk; Turon-Santon)	 Drusbergsschichten (grauer Tonmergel; Barrême)
 Glaukonitsandstein, ungegliedert (Oberapt-Cenoman); „Gault“	 Kieselkalk (sandiger Kalk; Hauterive)
	 Kalk (Valais)

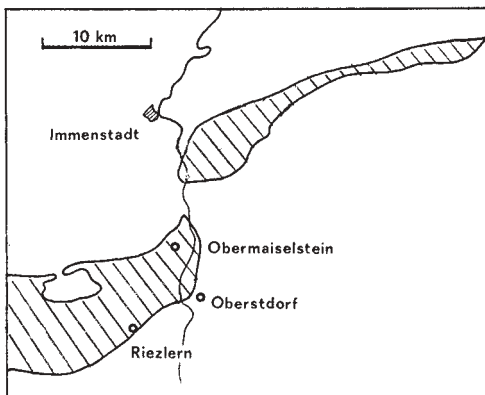
Deutung der Blattverschiebungen

Die hier vorgelegte Deutung gründet sich einerseits auf die in den Geologischen Karten von ZACHER 1972 und 1990 auffälligen Blattverschiebungen (synonym mit Seiten- oder Horizontalverschiebungen), andererseits auf Geländeaufnahmen und Strukturmessungen der Verfasser.

Die häufigsten, auf der Geologischen Karte (Abb. 4) verzeichneten Ausstriche von Störungsflächen der Horizontalverschiebungen sind SW-NE gerichtet und zeigen mehrheitlich einen sinistralen Bewegungssinn, u. a. beispielhaft sichtbar am N-Rand des Schönhaldenkopfes, Nordostecke des Helvetikums (siehe OELDENBERGER 1989, S.83 ff). Da nun diese Kategorie von Blattverschiebungen überaus häufig ist und sich vom Hochifen-Massiv im Südwesten über die Breitachklamm-Störungszone bis zum Nordosteck des Oberstdorfer Helvetikums gesteigert wiederfindet, kommt ihr nach Meinung des Verfassers eine regional-tektonische Bedeutung zu.

Es darf hier zur Information ergänzt werden, dass das Helvetikum NW Oberstdorf mit Erreichen des großen Illerquertales zunächst endet und erst ca. 10 km weiter nördlich auf der orographisch rechten Illerseite im Grünten-Massiv in etwas anderer Fazies wiederkehrt, ein Sachverhalt, der als «Allgäu-Wendung» bezeichnet wurde (RICHTER 1984; Abb. 5). Die Geologische Karte gibt im Illertal eine kerzengerade, leider undifferenzierte, N-S verlaufende, «vermutete» Großstörung an, eine Horizontalverschiebung über mehr als 10 km Länge auf der orographisch linken Seite des Illertales bis zum Nordende der Karte (ZACHER 1990). KRAUS (1931) spricht von einer «*kräftigen Querzertrümmerung*» der helvetischen Faltenzüge NW Oberstdorf, die zur «*Bildung von Quertälern (Hirschsprung- und Iller-Tal) Anlass gab*». Er führt weiter aus: «*Die östliche Fortsetzung des Geisberg-Gewölbes*», nämlich das Helvetikum zwischen Hirschsprung-Senke und Illertal, «*ist gegen N vorgestaffelt*»... und ... «*die Illertal-Senke durch eine starke Querverschiebung vorgebildet*». Nach KRAUS (1931) häufen sich die Querstörungen um die eng gepressten Flanken der Hirschsprung- und Illertal-Senken und er stellt fest... «*An diesen Störungen sanken auch die abgerissenen Schollenstücke in die Quersenkungen nieder*». Ein Jahr später bekräftigt KRAUS (1932b) seine tektonischen Ansichten und sagt: ...«*Das Hirschsprungtal selbst folgt einer Depression der Faltenachsen und einer großen Blattstörung*».

Abb. 5: Horizontalversetzung des Helvetikums entlang der S-N Blattverschiebung im Illertal bei Oberstdorf. Aus RICHTER 1984.



Dies bedeutet, falls alle dazu gefundenen Indizien der bisherigen geologischen Bearbeiter der Region ausreichen, dass entlang des Stillach- und Illertales von Oberstdorf über Fischen und Sonthofen bis Burgberg i. Allgäu ein erheblicher Lateralversatz der nordalpinen Gebirgsketten von Helvetikum, Flysch und Ostalpin stattfand, der zweifellos auch in der unmittelbaren Nachbarschaft, d. h. im Untersuchungsgebiet seinen Niederschlag fand. Die Autoren dieser Studie halten die Existenz dieses Lateralversatzes für eine sehr annehmbare Hypothese.

Von dieser seit langem beobachteten Situation ausgehend sind die Verfasser geneigt die Lochwiesen-Hirschsprung-Senke (Talung; *Abb. 14 & 15*) als Seitenverschiebungsbecken, ein sog. Transtensionsbecken parallel zur genetisch verwandten Illertalung anzusehen. Offenbar handelt es sich dabei um eine Seitenverschiebung mit gewissen Dehnungskomponenten, also eine teilweise divergente Blattverschiebung (EISBACHER 1996). Leider gibt es zur Tektonik der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke bisher nur wenige Äußerungen diesbezüglicher Art in der Fachliteratur: KRAUS (1932 b) vertritt die Meinung, das Hirschsprungtal folge einer großen Blattverschiebung. LIEDHOLZ (1983) spricht von einer linkssinnigen SW-NE Seitenschiebung am Hirschsprung mit einem Versetzungsbetrag von knapp 100 Metern. Und schließlich erwähnt OELDENBERGER (1989) eine «Lochbach-Störung» im Sinn von Liedholz und konstatiert eine extreme Zerschierung der östlich anschließenden Antikline, Jägersberg-Schönhaldenkopf, parallel dazu. Auch Dr. Klaus Schwerd, der für Oberstdorf und Umgebung zuständige Gebietsgeologe des Bayerischen Geologischen Landesamtes, München, sprach sich in einer Diskussion mit dem Verfasser (Völk) für diese Deutung aus. In Übereinstimmung mit Herrn Schwerd hat vielleicht auch noch eine gewisse Schollenrotation um eine vertikale Achse im Nordosteck des Helvetikums, östlich der erwähnten Hirschsprung-Senke stattgefunden.

Anzeichen für solch eine Entwicklung im Zusammenhang mit der regional-geologischen Iller-Seitenverschiebung könnte man am Verhalten des Helvetikums zwischen Lochwiesen-Senke und Illertal westlich Langenwang erkennen:

- abweichendes Streichen WSW-ENE gegenüber dem unmittelbar westlich gelegenen Schwarzenberg-Zug und dem restlichen Helvetikum der Region (Synklinorium und Antiklinorium-Süd, *Tab. 1*) mit WNW-ESE-Streichen.
- markante Verengung der Lochwiesen-Senke am Nordende der Senke, nämlich an der Hirschsprung-Engstelle.

Beide Beobachtungen sprechen u.E. für eine gewisse Rotation im Gegen-urzeigersinn. Die Schichten des Schrattenkalkes im Bergzug des Schönhaldenkopfes (070/65° NW) an der Nordostflanke des Helvetikums sind offenbar um 30°-40° gegenüber den Schrattenkalk-Schichten der Schwarzenberg-Nordflanke (110°/75 NE) westlich der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke rotiert (Ablese der Streichwerte aus der Geologischen Karte 1: 50.000, ZACHER 1990).

Abschiebung/Schrägabschiebung am Rand der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke

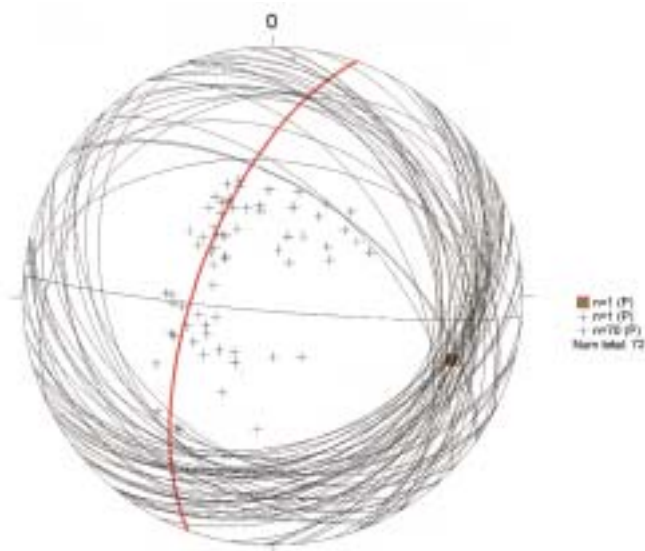
Unsere Untersuchungen ergaben, dass am Ostrand der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke auch Anzeichen für Schrägabschiebungen vorliegen, und

zwar östlich des Hirschsprunges. Wie die Geologische Karte (Abb. 4) zeigt, verläuft eine größere NNE-SSW-Störung quer zur Schönhaldenkopf-Jägersberg-Antikline, entlang der eine ca. 400 m breite Scholle unterteilt in zwei Staffeln nach SW zur Senke absank (Abb. 27).

2.4 Tektonische Verhältnisse der Breitachklamm im Engenkopf (Starzlach)-Gewölbe des Helvetikums

Vorab sei festgestellt, die Situation ist recht kompliziert. Prüft man die geologisch-tektonischen Verhältnisse beim Durchwandern der Klamm, so kommt man rasch zu der Erkenntnis, dass dort eine Antikline durchschnitten wird, die bruchtektonisch stark beansprucht ist (vgl. KRAUS 1932b, RICHTER 1984). Man trifft also vom oberen Zugang (Walerschanz) kommend auf einen moderat SW-fallenden Südschenkel (135/35 SW), der nach ca. 400 m über eine recht spitze Scheitellage umknickt und zum NE-fallenden, recht sanft geneigten Nordschenkel (135/25 NE) wird, der sich wegen seiner ungewöhnlich geringen Neigung von etwa 25 Grad, 1 km lang hinzieht. Die Ungewöhnlichkeit der Schichtneigung liegt darin, dass die sonst im Helvetikum übliche Nordvergenz, wobei die Nordschenkel steil bis überkippt stehen, nicht verwirklicht ist. Die graphische Darstellung der Schichtstellungen im Schmidtschen Netz zeigt eine nach SE absinkende Antiklinal-Achse (Abb. 6). Möglicherweise lässt sich die lokal nicht vorhandene Nordvergenz dadurch erklären, dass hier ein besonders deutlich erkennbares Störungssystem, eine Blattverschiebungszone von SW nach NE die Klamm durchsetzt und beide Klammufer voneinander trennt. Es könnte also sein, dass die von Süden kommenden Kräfte des Faltdrucks diesmal von einer Bruchdeformation, nämlich von der Blattverschiebung aufgenommen wurden, anstatt zur Faltenasymmetrie zu führen (vgl. Abb. 4). Das Ausmaß der Blatt- oder Seitenverschiebung lässt sich in der Klamm ablesen: Geht man von dem

Abb. 6: Graphische Auswertung von Schichtflächenmessungen in der Breitachklamm zeigt Richtung, 110° = Südost, und Neigung der Faltenachse, 25°, durch kleines Quadrat bzw. P-Kreis (290/65).



von der Walserschanz herabkommenden Weg ein wenig talaufwärts bis ans obere Ende der Klamm, so kann man beim Vergleich des Formationswechsels von hellem Seewerkalk auf dunkel erscheinendem Brisi-Sandstein zu beiden Seiten der Breitach den Betrag der horizontalen Versetzung gut abschätzen. Er beläuft sich auf etwa 50 m. Es handelt sich um eine linkshändige Blattverschiebung bei der das südöstliche Gesteinspaket gegenüber dem nordwestlichen nach Nordosten versetzt wurde. Schon KRAUS (1932b, S.38) hatte diese «Vorstaffelung des südöstlichen Satteldrückens nach NO» korrekt beschrieben und interpretiert.

Bei näherem Hinsehen erweist sich die Blattverschiebungszone, welche den Klammverlauf vorgezeichnet hat, als recht kompliziert, da sie ein vielfach verspringendes System von vertikalen Scherflächen, felsgeformten Rutschflächen mit horizontaler Harnischstriemung zeigt, dem der Klammverlauf angepasst ist (Abb. 7, «Kluftrose»). Übrigens stehen die Scherflächen i. d. R. nicht streng vertikal ausgebildet, sondern fallen steil nach NW ein, was dem Klammbesucher den Eindruck vermittelt, dass die Klammwandung an den hohen Engstellen überhängt; denn der Weg führt unmittelbar am Fuß der glatten Felswände entlang.

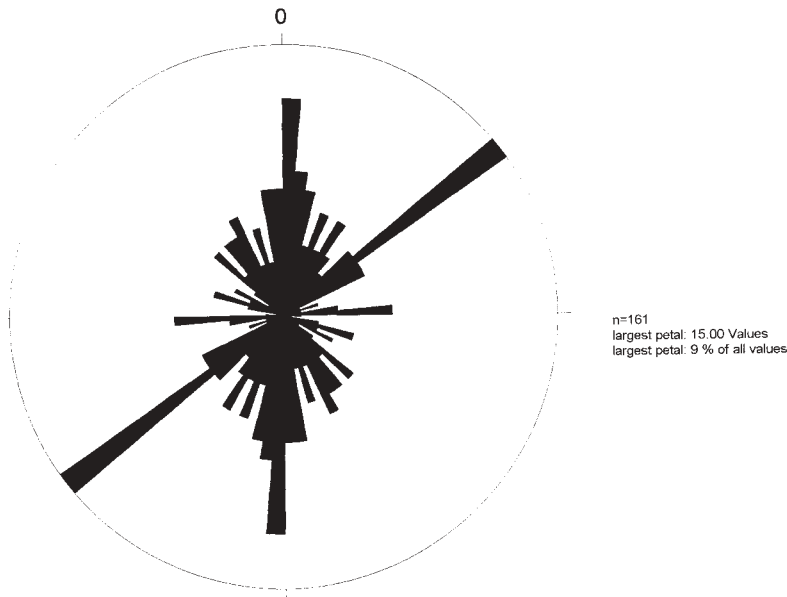


Abb. 7: Graphische Auswertung von Kluftmessungen in der Breitachklamm: Kluftrose mit zwei Richtungen von Scherklüften, NNE-SSW sowie NE-SW.

Komplikation am Nordende der Klamm

Etwa 200 m vor dem Nordausgang des Klammweges zeigt sich, obwohl man die eigentliche Klammstrecke von oben nach unten durchschritten hat, nochmals eine Felsaufbuckelung am Talweg, die von der Breitach durch einen Canyon über eine Länge von ca. 50 m durchbrochen wird. (Der Fußweg führt hier durch einen Felstunnel). Es handelt sich um eine Verdoppelung des Nordflügels der Engenkopf-Schrattenkalk-Antikline, wobei sich strukturell und stratigraphisch eine identische Abfolge von N-fallendem Schrattenkalk sowie den jüngeren Formationen, wie Brisi-, Seewer- und Amdener-Schichten wiederholt.

Offenbar hat sich zwischen dem Ende des normalen Nordschenkels des großen Engenkopf-Klammgewölbes und dem kleinen Aufbruch des erwähnten Halbsattels, über ca. 150 m Weglänge entlang der Breitach, eine tektonische Komplikation entwickelt. Als tektonischer Mechanismus für den erneuten Halbsattel-Aufschluss ist entweder an eine Abschiebung oder eine Rücküberschiebung zu denken. Zur Klärung müssten Detailuntersuchungen angestellt werden.

Staffelbruch westlich Breitachklamm

Der im Hauptteil der Breitachklamm (880 m – 910 m) aufgeschlossene Schrattekalksattel gilt in der Literatur (KRAUS 1932b, SCHMIDT-THOME 1960, RICHTER 1984) als östliche Fortsetzung des orographisch sehr viel höheren Engenkopf-Antiklinal-Scheitels (1282 m), welcher nur knapp 700 m westlich der Klamm gelegen ist. Trotz der vergleichsweise tiefen Lage des Klammeinschnittes werden keine älteren Schichtglieder des Helvetikums, etwa die Drusberg-Schichten, in der Klamm angetroffen. Dieser Sachverhalt ist, tektonisch gesehen, erstaunlich und kaum mit normalem, häufig vorkommendem Absinken der Faltenachse zu erklären. RICHTER (1984, S. 135) spricht deshalb zu Recht von einem «staffelbruchartig abtauchendem Gewölbe» des Engenkopfes zur Breitach hin nach SE. Leider liefert die Geologische Karte (Abb. 4) dazu wenig Hinweise.

2.5 Tektonische Verhältnisse am Breitachdurchbruch westlich Jauchen und kurz vor Erreichen der B 19.

Breitachdurchbruch westlich Jauchen

Etwa 3 km unterhalb der Breitachklamm, am Straßen- und Flussknie der Breitachstrasse knapp östlich des Restaurants Bachtel, durchschneidet die Breitach nochmals ein tektonisches Helvetikum-Gewölbe, nämlich die Geißberg-Burgbichel (Sulzburg)-Antikline des Antiklinorium-Nord (vgl. Tab. 1). Es handelt sich um den Breitachdurchbruch zwischen Burg-Bichel zur Linken und Jauchen-Bichel (975 m) zur Rechten. Auch hier muss analog zur ungewöhnlich tiefen Lage des Breitachklammgewölbes ein dramatisches Abknicken der ost-gerichteten Burg-Bichel (Sulzburg)-Faltenachse kurz vor dem Erreichen des heutigen Breitach-Talwegs erfolgt sein (vgl. Kap. 2.4, Abb. 4), wahrscheinlich ebenfalls ein Staffelbruch, denn wiederum wird im Sattelkern an der Breitach nur Schrattekalk als ältestes Schichtglied angetroffen: trotz eines orographischen Sprungs des Schrattekalkes von 175 m Höhenmetern zwischen dem Burg-Bichel (ca. 975 m) und der Breitachstrasse (ca. 800 m) über eine Horizontal-Distanz von 400 Metern.

Für den geologischen Beobachter ist der Sachverhalt gut nachzuvollziehen, wenn er die glatten Felswände am Durchbruch betrachtet. An SW-NE gerichteten, etwa straßenparallelen Scherbrüchen sind wiederholt Harnischstriemen (mit 30° NE) schräg abwärts sowie in lotrechter Richtung aufgeschlossen. Dies lässt auf eine Kombination von Abschiebungen und Schrägabschiebungen schließen.

Felswand an der Breitachstrasse (kurz vor B 19)

Etwa 500 m bevor die Breitachstrasse aus SW kommend die B 19 erreicht (Bauhof der Fa. Brutscher), knickt sie zusammen mit dem Talweg nach Osten ab und folgt ein Stückchen weit der Deckengrenze Flysch-Helvetikum. Dort trifft die Breitach zur Linken auf Felsen des Gewölbes der nächstfolgenden Helvetikum-Antikline, der Ochsenberg-Antikline (vgl. *Tab. 1, Abb. 4*), schafft es aber nicht mehr durchzubrechen, obwohl enorme Querbrüche angelegt sind, die unter anderen, z.B. reliefstärkeren Verhältnissen sicher eine Möglichkeit zur Durchquerung geboten hätten. Lotrechte Felswände aus Grünsandstein, großteils E-W verlaufend, diesmal von Bruchflächen der Längsklüfte gebildet, versperren dem Fluss den Weg. Auf jeden Fall zeigen hier wiederum die zahlreichen, tektonisch angelegten Scherflächen, SW-NE sowie NW-SE, mit Harnisch-Striemung die starke Zerstückelung des illernahen Helvetikums. Geomorphologisch wird dies verdeutlicht durch meterbreite offene Querspalten im aufgeschlossenen Glaukonit-Sandstein links der Breitachstrasse.

3. Struktur- und Weichformen

3.1 Strukturformen des Helvetikums

Wie bereits in der Einführung angedeutet besitzt das Untersuchungsgebiet der unteren Breitach keine Hochgebirgsformen; nirgends wird die Baumgrenze erreicht und auch die pleistozänen Vergletscherungen haben keine Nunatakker, also Hörner oder Felsspitzen hinterlassen, da die Vereisung alle Bergformen unter sich begraben hatte. Solche Verhältnisse sind ideal für die Ausbildung glazialer Skulpturformen (vgl. *Kap. 4*), aber nicht für kantige Strukturformen. Diese mittelgebirgsartige Berglandschaft bis maximal 1380 m Meereshöhe zeigt jedoch eine Reihe von unglaublich schroffen, lotrechten Felswänden spezieller Entstehung, die nicht selten über 50 m hoch unvermittelt aus dem begleitenden Waldsaum aufragen.

Um diese eigentümlichen Strukturformen ohne Bergspitzen zu verstehen, muss man die Mechanik der Gebirgsdeformation in die geomorphologische Deutung miteinbeziehen, also die tektonischen oder strukturgeologischen Prozesse. Durch eine ausführliche Darlegung der tektonischen Verhältnisse haben die Verfasser dazu eine Handreichung gegeben (*Kap. 2*). Morphologisch lassen sich im vorliegenden Gebiet folgende Strukturformen ausgliedern: Antiklinal-Kämme und flankierende vertikale Felswandfluchten. Innerhalb letzterer Formengruppe lassen sich noch morphogenetische Unterschiede feststellen je nach dem, ob es sich um Schichtstrukturen oder um Bruchstrukturen handelt.

3.1.1 Antiklinalkämme mit vertikalen Felswandfluchten

Hierbei handelt es sich nicht um gipfelverbindende symmetrische Bergkämme, sondern um seitliche, gipfel-flankierende vertikale Schichtkämme des wichtigsten Felsbildners im Helvetikum, nämlich die mehr/weniger W-E verlaufenden

Schichtkämme des Schrattenkalks parallel zur Streichrichtung. Sie formen den Oberrand von hohen, schichtparallelen lotrechten Wandfluchten und sind die das tektonische Gewölbe (Antikline) flankierenden Erosions-Restformen, also das Ergebnis der Abtragung von Faltenscheiteln. Sie entstehen aus dem Zusammenwirken von Längsklüften (Dehnungsklüften) und Denudation in den Faltenscheiteln, wodurch die tektonisch gestressten Sattelformen als erste der Abtragung anheim fallen (vgl. NE-Rand der Schrattenkalk-Schichtplatte am Hochifen, in VÖLK & SCHEID 2001).

Das schönste Beispiel solcher Antiklinalkämme im vorliegenden Gebiet ist der südliche und nördliche Felskamm des Geißberges, zwei Kämme, die in etwa 1200 m Höhe W-E verlaufen und den eigentlichen Gipfel (1382 m) aus weich gezeichneten Drusberg-Mergeln symmetrisch zwischen sich (seitlich) einrahmen ohne ihn selbst aufzubauen (vgl. *Abb. 4 & 8*). Weitere Beispiele für Antiklinalkambildung als Strukturform zeigen die Nordwände des Kacken-/Engenkopf- und des Schwarzenberg-Gewölbes mit Nord-Kämmen, die WNW-ESE verlaufen sowie die Nordwände des Jägersberg-Schönhalden-Gewölbes mit einem tektonisch gedrehten WSW-ENE-Kamm nördlich Höhenpunkt 1164 (vgl. *Kap. 2.3*).

3.1.2 Schichtgebundene vertikale Felswandfluchten

Wie im *Kap. 2.2* erwähnt sind die meisten Helvetikum-Antiklinen nordvergent angelegt und demzufolge die Nordschenkel meist überkippt. Diese tektonisch übersteilten Nordflanken kommen nicht selten auch geomorphologisch zum Ausdruck und zwar als schichtgebundene, flankierende Felswandfluchten aus Schrattenkalk und/oder Grünsandstein.

Zwei Beispiele zeigt die Morphologie des vorliegenden Untersuchungsgebietes: die Nordflanke des Schwarzenberges und des Schönhaldenkopf-Jägersbergzuges (vgl. *Geomorphologische Karte, Abb. 4*).

3.1.3 Bruchtektonische vertikale Felswandfluchten

Der fels- und wandbildende Schrattenkalk des Helvetikums stellt ein nahezu ideales Gesteinsmaterial dar, das zur morpho-tektonischen Interpretation einlädt. Bruchtektonisch verursachte Strukturformen werden aber höchst selten von Geomorphologen berücksichtigt, großenteils wohl aus Unkenntnis; eine tektonisch orientierte Sichtweise ermöglicht jedoch eine korrekte Einschätzung dieser Formengruppe (vgl. *Kap. 2.3*).

Während die schichtgebundenen Vertikal-Wandfluchten i. d. R. den west-östlichen Streichrichtungen folgen (vgl. *Kap. 2.2*), verlaufen die bruchtektonischen Vertikal-Felswände meist quer oder schräg zum Streichen d.h. mehr oder weniger N-S oder NW-SE bzw. NE-SW (vgl. *Kap. 2.3*). Entlang der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke finden sich eindrucksvolle Beispiele flankierender Vertikal-Wandfluchten aller genannten Richtungen, die offenbar teils als Scherbruchstufen, teils als Bruchstufen von Abschiebungen und/oder Schrägabschiebungen den «Grabenraum» der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke (Transtensionsbecken; vgl. *Kap. 2.3*) begrenzen. NE-gerichtete Vertikal-Wandfluchten zeichnen sich



Abb. 8: Fernblick über das Helvetikum-Bergland westlich Oberstdorf; von links nach rechts im Hintergrund Geißberg, Besler und Geißwiedenkopf, mit Antiklinalkämmen; im Mittelgrund Auf-Der-Nase und Ochsenberg; im linken Vordergrund Burgbichel, davor Jauchenbichel-W und -N.



Abb. 9: Blick nach NE über Ortschaft Winkel auf Delta-Terrasse im Vordergrund, dahinter (Mitte) Winkeler Bichel, links Ochsenberg und rechts Burgbichel mit Felswänden; linker Rand (Mitte) Eisrandterrasse bei Greith (vgl. Abb. 10).



Abb. 10: Blick nach N über Hochau der Breitach bei Oib und Weidach, Vordergrund, auf Winkel-Deltaterrasse, links, sowie Tiefenbach- und Greith-Terrassen, rechts; dazwischen Winkeler Bichel; grauer Felsvorsprung, links oben, gehört zu Talzuschubmasse bei Auf-Der-Nase; davor Orts- teil Lochwiesen.

besonders im nordöstlichen Raum des Helvetikums ab. Zusammen betrachtet markieren diese flankierenden Wandfluchten ziemlich deutlich das morpho-tektonische Schollenmosaik am Ostende des Helvetikums im Antiklinorium-Nord NW Oberstdorf (vgl. Geomorphologische Karte, *Abb. 4*).

Vertikal-Bruchstufen N-S (NNE-SSW)

Die längste auch auf der geologischen Karte (*Abb. 4*) verzeichnete Bruchstufe dieser Art zieht 400 m östlich Hirschsprung durch einen Großteil des Helvetikums. Am Westrand des Ochsenberges (westlich Höhenpunkt 1179 m) ist die Bruchstufe am klarsten entwickelt (*Abb. 9*). Sie lässt sich 2 km weiter nach N verfolgen, wo sie die Jägersberg-Schönhalden-Antikline durchschneidet, so dass ihre morphologische Bedeutung auch von N her (Ortschaft Ried) erkannt werden kann. Wahrscheinlich handelt es sich um eine südgerichtete zweistaffelige Schrägabschiebung zur Grabensenke zwischen Lochwiesen und Hirschsprung. Dazu passt eine grabenparallele Vertikal-Wandflucht d. h. eine tektonische Abschiebungsfläche spektakulärer Art, die den nördlichen Ostteil der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke über eine Länge von 500 m begrenzt und eine Sprunghöhe von bis zu 100 m zeigt (*Abb. 14 & 15*). Mit einer Vertikal-Wandstufe ist auch der mittlere Westrand des Burg-Bichel (Sulzberg) versehen (*Abb. 9 & 11*). Ebenso sind westlich der Grabensenke Bruchstufen dieser Ausrichtung zu beobachten: zunächst am abrupten Ostende der Geißberg-Antikline durch eine ostexponierte, schmale Seitenwand am südlich flankierenden Antiklinalkamm bei Winkel; dann weiter nördlich bei Lochwiesen in der Region Auf-Der-Nase.

Vertikal-Bruchstufen NE-SW

Solche wandbildenden Bruchstufen finden sich vornehmlich im Ostabschnitt des Iller- und Breitach-nahen Helvetikums NW Oberstdorf. Harnischstriemung und häufig vorhandene Brekzienverkleidung der Wände weisen diese Vertikal-Wandstufen aus Schrättenskalk als morphologisches Ergebnis von linkshändigen Blattverschiebungen aus (vgl. *Kap. 2.3*). Folgende Wandfluchten sind wohl zu dieser Kategorie zu stellen:

- schlucht-begrenzende Wandflucht des Schönhaldenkopfes, unmittelbar westlich Gipfelpunkt 990 m.
- schlucht-begrenzende Wandflucht am Osthang des Ochsenberges (*Abb. 8, 28*), östlich Gipfelpunkt 1179 m, nahe dem Naturmonument «Judenkirche»
- Wandflucht zu beiden Seiten des Südausläufers am Ochsenberg nördlich der Kirche von Tiefenbach
- Grabensenke-begrenzende, kurze Vertikal-Wandflucht am Ostrand der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke, ca. 100 m NE P864 an der Straße (*Abb. 14*).
- Lotrechte Felswand, Scherbruchfläche mit Harnischglättung, als Straßenbegrenzung am Hirschsprung-Ostteil (*Abb. 16*).

Vertikal- Bruchstufen NW-SE

Wandfluchten dieser Art sind fast nur in der Umgebung der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke vertreten. Ihre geomechanische Genese scheint nicht überall geklärt. Es lassen sich u. a. folgende Lokalitäten benennen:

- 400 m lange und ca. 25 m hohe Vertikal-Felswand westlich der Senke, am Schwarzenberg, NW Punkt 864 m der Lochwiesen-Hirschsprung-Straße; möglicherweise eine Schrägabschiebung, die als Störung auf der geolog. Karte eingetragen ist (*Abb. 13*). Sie ist Ursprungsort eines grobblockigen Felssturzes, der bis zur benachbarten Senke reicht.
- 400 m lange und ca. 25 m hohe Vertikal-Felswand westlich der Senke, am Schatthalden- oder Falkenberg-Ostabschluss, östlich Punkt 1320 m, NW Lochwiesen (*Abb. 8 & 13*).
- 100 m lange und ca. 10 m hohe Vertikal-Felswand am Ostrand der Senke. Parallel dazu ist eine nach 150 m Distanz weiter östlich eine weitere Wandstufe zu erkennen. Beide Stufen trennen wahrscheinlich Schrägabschiebungsstaffeln.

3.2 Strukturformen im Flysch

In Regionen aus Flyschgesteinen sind klare Strukturformen nur selten ausgebildet. So auch hier im Untersuchungsgebiet der unteren Breitach. Es fehlen bis auf wenige Ausnahmen die zur Formausprägung und -erhaltung notwendigen harten Gesteine kompetenter und zugleich durchlässiger Art, welche als morphologisch widerständig gelten können. In unserem Breitach-Untersuchungsgebiet zeigen die Reiselsberger und Hällritzer Sandsteine des Flysches in der südöstlichen Wasserscheide zur Stillach eine solche Ausnahmestellung. Der vom Kleinwalsertal in unser Gebiet reichende Bergkamm des Söllerecks, 1705 m – 1560 m, besitzt durch größere Anteile an diesen relativ formbeständigen Sandsteinen eine erkennbare Hochgebirgs-Kammform, die mit gewisser Einschränkung als Strukturform (*Abb. 20*) bezeichnet werden kann. Nach Meinung der Verfasser ragte der Söllereck-Kamm aus der Würmvergletscherung heraus (vgl. VÖLK & SCHEID 2001).

3.3 Weichformen (Helvetikum und Flysch)

Weichgezeichnete Denudationsformen treten in beiden geotektonischen Einheiten, Helvetikum und Flysch, nur wenig oder gar nicht auf, da ja bis auf den Söllereckkamm das gesamte Gebiet während der pleistozänen Vereisung wiederholt unter Gletscherbedeckung geraten war. Deshalb entstanden aus weichen Gesteinen (Mergeln und Tonsteinen) vornehmlich Skulpturformen glazialer Art (*Kap. 4*). Trotzdem müsste man hier auf mögliche Ausnahmen hinweisen, nämlich die weichgezeichneten Antiklinal-Faltenkerne des Engenkopf- und Geißberggewölbes (*Abb. 8*) sowie des Schönhaldenkopfes, die größtenteils aus wenig widerständigen Drusberg-Schichten bestehen. Möglicherweise haben sich diese sanfthügelig-welligen Formen noch nach der Würmvergletscherung, aus Skulpturformen heraus, morphologisch zu denudativen Weichformen der Gebirgslandschaft weiterentwickelt.

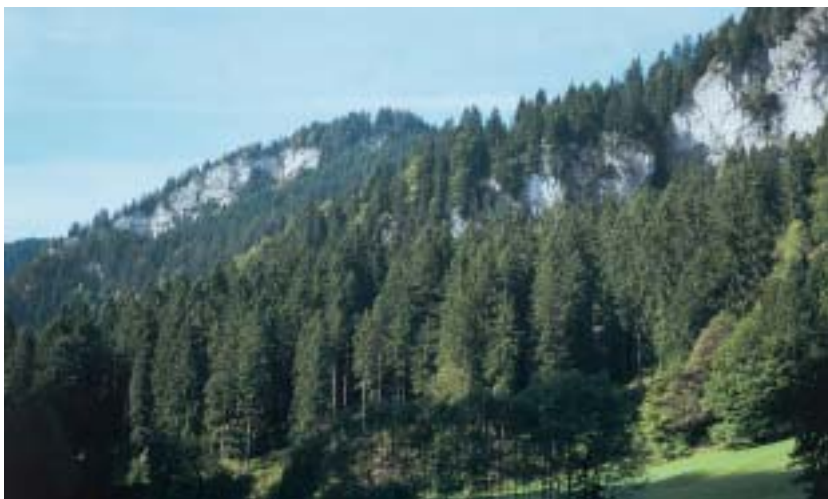
Abb. 11: Ortschaft Tiefenbach mit Kirche auf Kamesterrassen; Lochwiesen-Terrassen, links vorne; Burgbichel mit Felswand, S-N, rechts hinten; Blickrichtung W-E.



Abb. 12: Blickrichtung SE über Jauchenbichel-N, links, auf Becken von Oberstdorf; Breitachdurchbruch undeutlich sichtbar, unten rechts, davor Wasach-Heilstätte.



Abb. 13: Vertikalbruchstufen, NW-SE, zur Tiefenbach-Lochwiesen-Hirschsprung-Senke; links Falkenberg-Auf-Der-Nase, rechts Schwarzenberg. Blickrichtung SW.



4. Glaziale Formen

4.1 Erosionsformen der Gletscher

Nach Meinung der Verfasser endet das Kleinwalsertal, durchflossen von der oberen Breitach, geomorphologisch gesehen, im Südwestraum des hier betrachteten Gebietes, in das es als trogförmiges glaziales Hängetal noch 1,2 km hineinragt. Dann öffnet sich der von der Breitachklamm aufgeschlitzte, sonst aber noch geschlossene, letzte Trogtalabschnitt und macht einer breiten aufgefächerten, orographisch niedrigeren Tallandschaft Platz, einer Art Becken, durchflossen von der unteren Breitach, die nach Südwesten von einem stark abflachenden Söllerecksporn gesäumt wird. Im Nordwesten erstreckt sich eine Rundhöckerlandschaft. Auch das nördlich benachbarte Starzlach-Trogtal mündet in das «Kleinbecken» der unteren Breitach.

4.1.1 Trogtalende der oberen Breitach

Das Trogtal des Kleinwalsertales entlang der oberen Breitach zieht von Riezlern kommend bis zum unteren Trogtalende 1,2 km östlich der Kleinwalserschanz. Davon ist besonders der letzte Kilometer deutlich asymmetrisch geprägt. Dies liegt an den extrem unterschiedlichen geologischen Verhältnissen der beiden Talflanken in diesem Abschnitt. Während auf der orographisch rechten Seite Flyschgesteine, also morphologisch wenig widerständige Gesteine den Untergrund aufbauen und ein ziemlich breiter Trogtalboden und ein mäßig steiler Trogtalhang ca. 60 m über dem Breitachlauf (Klammstrecke) zu beobachten ist, steigt die linke Flanke steil nach oben, wo 70 m höher eine breite Felsschwelle bzw. eine glazial überprägte Absitzstaffel des Schrattenkalks ausgebildet ist. Das Engenkopf-Gewölbe des Helvetikums erreicht hier das Breitachtal und wird am Fuß der Steiflanke von der Klamm zerschnitten. Weiter östlich verschwindet das Schrattenkalk-Helvetikum unter dem Flysch.

4.1.2 Spornverebnung nördlich Söllereck

Der die obere Breitach im Kleinwalsertal begleitende Flyschkamm Fellhorn-Schlappoltkopf-Söllerkopf bildete in der letzten Großvergletscherung die Eisscheide zwischen dem Stillach-Talgletscher im Osten und dem Breitach-Talgletscher im Westen, und endete mit dem Söllereck (1705 m) als nördlichstem Nunatak. Man kann vor allem aus der Ferne, z.B. vom gegenüberliegenden Talhang aus, sehr gut erkennen, wie die Spornlage nach N absinkt, glazialerosiv deutlich zugerundet und stellenweise zu einer später terrassierten Spornverebnung abgeflacht ist (*Abb. 20*); letzteres zeigt sich z.B. an der Bergstation der Söllereckbahn (vgl. *Kap. 5.1*; VÖLK 1996, VÖLK & SCHEID 2001).

4.1.3 Rundhöcker-Landschaften

Im Raum der unteren Breitach haben die eiszeitlichen Gletscher das vorliegende 31

Untersuchungsgebiet nahezu gänzlich mehrfach überströmt, dabei glazialerosiv überarbeitet und so entstand mancherorts ein bilderbuchartiges Glazialrelief, das eher dem Untergrund-Relief einer ehemaligen Inlandvereisung als dem Typ einer Talvergletscherung ähnelt, nämlich einer Rundhöcker-Landschaft.

Rundhöcker-Mesoformen

Diese Rundhöcker-Landschaft ist in kleineren Formen (Mesoformen) entwickelt und zwar im Raum zwischen Oberstdorf und der Ortschaft Winkel, also links und rechts der unteren Breitach. Es handelt sich um nahezu vollendet zugerundete Formen des Gletscherschliffs, zumeist ovale, W-E gestreckte, niedrige Hügel, zwischen 910 m und 810 m Höhe, die um 15–115 m aus ihrer Umgebung emporragen. Wie die Geologische Karte (*Abb. 4*) ausweist, bestehen diese Mesoformen mehrheitlich aus sandigen Mergeln und sandigen Kalken des Helvetikums und stellen die morphologisch am stärksten unterdrückte Gruppe von Rundhöckern der Region dar. Die einzelnen Höcker sind im N-S Profil, parallel zum ehemaligen Eisstrom morphologisch leicht asymmetrisch, d.h. südwärts, dem ehemaligen Eisstrom entgegengerichtet, flacher und runder, nordwärts steiler und kantiger. Auf der N-Flanke fehlt bisweilen jegliche Zurundung und ist durch eine stufige Felssteilwand ersetzt, z.B. am Winkler Bichel und am zweiten und dritten Höcker NE Jauchen. Dies steht in Übereinstimmung mit glazialerosiven Rundhöcker-Ausprägungen in aller Welt.

Struktur-Rundhöcker-Mischformen (Makroformen)

Anderen Orts finden wir wesentlich größere Rundformen (Makroformen) als zuvor beschrieben: In den tektonisch zerstückelten Helvetikum-Bergketten zwischen der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke und dem Illertal nördlich Oberstdorf, die bereits als Teil des Antiklinorium-Nord (Ostteil) beschrieben wurden (vgl. *Kap. 2.2* und *2.3*). Hier zeigt sich eine minimale Eisschliffwirkung, die zu Mischformen führte. Man könnte sie strukturgeprägte Rundhöcker oder Struktur-Rundhöcker nennen; jedenfalls stellen sie eisüberprägte, strukturell angelegte Rundformen mit flankierenden Felswand-Bruchstufen dar (*Abb. 8, 9, 11*). Trotz Gletscherschliff sind Anti- und Synklinen-Anlage mit bergrückenbildendem Schrattenkalk als Strukturformen erkennbar und zusätzlich zeigen sich vielerorts randliche Bruchwandstufen, die in einigen Fällen Spuren von Eisschliff aufweisen, z.B. westlich und östlich Punkt 864 der Lochwiesen-Hirschsprung-Straße.

4.2 Ablagerungsformen des Gletschereises

4.2.1 Grundmoräne

Obwohl Grundmoräne die am meisten verbreitete Form der Eisablagerungen ehemals vergletschter Gebiete darstellt, findet man kaum verlässliche Aufschlüsse. Dies hat gute Gründe; denn sie besteht aus zähem, verdichtetem Geschiebemergel, der als Schleier von 1–2 m Mächtigkeit reliefarmes Gelände überkleidet und heutzutage ein landwirtschaftlich genutztes oder mit Wald bestocktes Gelände darstellt. Nur selten, z.B. an Fluss- und Bachufern oder am

Hang aufgeschlitztem Gelände, lässt sich Grundmoräne beobachten, meist in eng begrenzten Aufschlüssen.

Durch ihre dichte Lagerung neigt die Grundmoräne an ihrer Oberfläche zu Staunässe und zur Bildung anmooriger Böden. Allerdings gibt es auch andere Substrate in unserem Untersuchungsgebiet, die ebenfalls zur Vernässung an der Bodenoberfläche neigen, z.B. die mergeligen Drusberg-Schichten des Helvetikums sowie die meisten Gesteine der Ultrahelvetikum-Mélange, so dass eine Unterscheidung bei Begehungen ohne Bohrung kaum durchführbar ist. Dazu kommen noch andere vernässte Oberflächen, nämlich gewisse glazio-lakustrine Deltaterrassen und glazifluviale Eisrandterrassen mit ähnlichem Aussehen.

Grundmoräne findet sich in unserem Gebiet i. d. R. auf flach geneigten Hängen sowie in talartigen Mulden des Helvetikum-Berglandes links der Breitach, so z.B. zwischen Wasach-Dorf und Kreben südöstlich Ochsenberg sowie in der Talung nördlich davon, südwestlich Jägersberg-Gasthof; ferner in der Höhenmulde westlich Schönhaldenkopf, unterlagert von Drusberg-Schichten.

An zwei Stellen kann frische graue Grundmoräne im Untersuchungsgebiet beispielsweise gut beobachtet werden: erstens nördlich des Zwingstegs über die Breitachklamm in einem Hangrutsch-Anbruch bei 970 m; zweitens im Kerbtal-Anschnitt eines kleinen Seitenbaches zur Breitach, etwa 600 m NE Kornau, auf 835 m.

4.2.2 Moränenwälle

Moränenwälle sind als Zeugnisse ehemaliger Eisrandlagen von hohem Interesse. Die Wallformen sind i. A. ziemlich formbeständig, da sie aufgrund ihres hohen Grobstein- und Blockgehaltes, bei niederem Feinmaterialanteil und geringer Verdichtung, eine gute Durchlässigkeit für Regenwasser aufweisen. Ihre individuellen Erscheinungsformen können allerdings durch kolluviale Anschüttungen vom Oberhang her erheblich verändert werden und wirken dann wie Hangterrassen, z.B. auf der linken Talflanke des Starzlachtales westlich Ferlewang.

Bedeutende Seitenmoränen aus dem Würmhochglazial (?) sind unter dem Flyschkamm des Söllerecks (1705 m) auf Höhe 1450 m zu erkennen. Man kann etwa drei nebeneinander gelegene Wälle unterscheiden, die von SW nach NE sich bis zu 500 m weit erstrecken, unmittelbar angelehnt an den Steilhang des kammartigen Söllerecksporns.

Eine dem Sporn des Flyschkammes aufsitzende Mittelmoräne, 1060–1140 m, ist dem ältesten Würmspätglazial (Bühl-Stadium) zuzurechnen. Sie zieht in wuchtiger aber stark abgeflachter Form weit nach NE abwärts, bis 880 m ü.M., 1,8 km westlich Oberstdorf, wo sie den Spornrücken von Reute mit aufbaut. Eine weitere Gruppe aus mindestens zwei Wällen, am Fuß des nördlichen Ausläufers des Söllerecksporns entlang der Ostseite der Walsertalstraße, gehört dem Würmspätglazial (Steinach-Stadial) an, auf etwa 1040–1080 m Höhe. Auch auf der linken Talflanke, im Bereich des ehemaligen Starzlachgletschers, am Fußhang des Hinteren Geißberges, nördlich Hüttenbühl, begegnet man ebenfalls zwei Moränenwallresten dieses Würmspätglazial-Stadiums (Steinach), in Höhen von 1050–1070 m und 1015–1035 m ü.M. (*Abb. 18 & 19*). Beide Vorkommen

Abb. 14: Tiefenbach-Lochwiesen-Hirschsprung-Senke, Blick auf Schrattenkalk-Wandflucht, SW-NE, gedeutet als Schrägabschiebung oder staffelbruchartige Achsendepression der Schönhaldenkopf-Antikline am Ostrand der Senke.



Abb. 15 (l.): Blick durch die Hirschsprung-Enge nach N, rechts vermutete Absitzscholle (vgl. Abb. 16 & 27).



Abb. 16 (r.): Hirschsprung-Enge-Ostteil, vermutete gravitative Absitzscholle aus steilstehende Schrattenkalkbänken, ziemlich zerrüttet, teilweise ausgeilend, Mittelechts; links glatte Wand, tektonische Scherbruchfläche SW-NE.





Abb. 17: Moränenwälle des Steinach-Spätglazials südwestlich Kornau; hinterer Wall Eiskern-Moräne, Steinach 2, vorderer Wall, jüngster breitachnaher Wall, Steinach 3.



Abb. 18: Dolomitblock der Eiskern-Moränendecke, Steinach 1, auf dem Söllerecksporn nahe Talstation Söllereckbahn.



Abb. 19: Blick nach SW auf jüngsten Steinach-Moränenwall (3) bei Hüttenbühl, Bildmitte, überragt vom Engenkopf (1292 m); im Vordergrund Deltaterasse (1) Ferlewang/Winkel (vgl. Abb. 9, 10, 26).

zeigen überraschend viel blockiges Geschiebe, das aus oberostalpinem Hauptdolomit stammt und einen Sonderfall der Fernvergletscherung darstellt (siehe Abschnitt Dolomitische Eiskern-Moränen).

Eine dritte Gruppe von Moränenwällen, die dem jüngsten und tiefstgelegenen Rückzugsstand des genannten Würmspätglazials (Steinach) zuzurechnen ist, zieht sich rechts der Breitach, am inneren Rand der Trogtalsole, die im äußeren Sohlenbereich sekundär von randglazialer Entwässerung geprägt zu sein scheint. Die Moränenwälle (*Abb. 17*) verlaufen in ungewöhnlich tiefer Lage (950–970 m), ganz nahe dem tiefgreifenden, fluvialen Kerbtaleinschnitt der späteren Breitach – eine paläogeographisch seltsame Situation (siehe *Kap. 7*) – um dann 0,6 km südwestlich der Ortschaft Kornau in eine Endmoränen-Situation einzubiegen. Links der Breitach bei Mittwänden ist ein korrespondierendes Umbiegen der Moränenwallführung wahrzunehmen (siehe *Abb. 4*). Breitach- und Starzlachgletscher haben sich vermutlich nur noch berührt, aber nicht mehr vereinigt, da sich bereits im Mündungsbereich der Starzlach eine Endmoränensituation andeutet, u. a. mit einem Moränenwall links der Starzlach bei Hüttenbühl in 945 m Höhe (*Abb. 19*), der seine Entsprechung auf der rechten Seite findet.

Im Helvetikum-Bergland um Tiefenbach, NW Oberstdorf, sind nur wenige Wallmoränen erhalten. Der größte Wall ist aber erwähnenswert, da er recht gut ins Würmspätglazial einzuordnen ist. Er liegt östlich der Kirche von Tiefenbach auf 905–930 m Höhe und zieht in SW-NE Richtung, wobei er das Gelände der Wasach-Heilanstalt auf einer Länge von etwa 250 m unterlagert. Morphostratigraphisch gehört der Wall wohl zum frühen Spätglazial-Stadium Bühl des Stillach-/Illergletschers und begleitete wahrscheinlich seinen damaligen Westrand.

Dolomitische Eiskern-Moränen

Wie bereits für das Kleinwalsertal beschrieben (VÖLK & SCHEID 2001) deutet der hohe Dolomitanteil am Moränenaufbau des spätglazialen, älteren Steinachstadiums an der Breitach auf ein fremdes Gletscherherkunftsgebiet hin, nicht das obere Breitach-Einzugsgebiet, sondern das Stillachgletscher-Einzugsgebiet. KRAUS (1932a) erwähnt den hohen Dolomitgehalt in den Starzlach-Moränen dieses Stadials und mutmaßt, dass ein fremder Gletscher ins Starzlachtal eingedrungen sei. VÖLK & SCHEID (2001) gingen davon aus, dass der damalige Stillachgletscher von unten (talaufwärts) in das Kleinwalsertal bis Schwand, knapp außerhalb Riezlern, eingedrungen ist und dabei dolomitreiches Obermoränenmaterial (Ablationsmoräne) auf seinem Weg quer über den abgeschliffenen Söllerecksporn nahe der Talstation der Söllereckbahn ablegte (*Abb. 18*).

Eine weitere Eigentümlichkeit zeigt sich in der chaotischen Form der Ablationsmoränen im westlich/südwestlichen Umfeld (300–500 m Umkreis) der Söllereck-Talstation, wo man orientierte Wallformen vermisst. Nach Meinung der Verfasser handelt es sich um das Phänomen der Eiskernmoränen mit gewissen Anklängen an eine Toteislandschaft: Ungeordnete Hohlformen und Hügel mit Basisbreiten von 20–50 m. Durch derartig flächenhaft verstreute Ablagerungsformen wird aber keine deutliche Eisrandlage abgebildet, wie z.B. durch eine Seitenmoräne, sondern nur ein rasch wieder verlassenes Gletschereis-Areal (Eiszunge), dessen Obermoräne beim ungleichmäßigen Tieftauen zwischen die

Toteisblöcke rutschte und somit Hohl- und Vollformen chaotischer Art hinterließ. Offenbar überdeckte die Stillach-Eiszunge zeitweilig im älteren Spätglazialstadium Steinach den Breitachgletscher, der dann in der jüngeren Phase des Spätglazial-Stadiums Steinach in ziemlich tiefer Lage letztmalig zum Vorschein kam (siehe Kap. 6).

5. Glazifluviale und glazilakustrine Formen

In der randalpinen, geomorphologischen Situation spielen glazifluviale und glazilakustrine Formen eine recht bedeutende Rolle. Dies zeigt sich sowohl im Bregenzerwald (DE GRAAFF 1996), als auch im Kleinwalsertal (VÖLK & SCHEID 2001) sowie am Ausgang desselben, in unserem Untersuchungsgebiet entlang der unteren Breitach bis zum Illertal bei Oberstdorf.

5.1 Glazifluviale Eisrandterrassen

Unter glazifluvialen Eisrandterrassen verstehen die Verfasser unterschrittene, ehemalige Erosionsrinnen des randglazialen Schmelzwasserstroms, die sich i. A. nur in fluvial leicht ausräumbaren, halbfesten Gesteinen wie Tonsteinen, mürben Sandsteinen, Mergeln und dgl. zu ansehnlicher Größe formen können. Dies gilt zumal für relativ kurz andauernde Stillstandsphasen des Eisabbaus der Gletscher im Spätglazial. Solche Gesteinsbedingungen sind im Untersuchungsgebiet gegeben und erklären vielleicht die überraschend große Ausdehnung der Eisrandterrassen. Sie markieren eine Mindesthöhe des ehemaligen Gletschereises (siehe *Geomorphologische Karte, Abb. 4*).

Im Unterschied zu Kamestrassen handelt es sich in den vorliegenden Eisrandterrassen um flachgründige, 10–75 m breite Abflussbettformen, parallel zum Seitenrand des Gletscherstroms *ohne oder nur mit geringfügigen Sand- und Schotter-Auflagen*. Nur in Einzelfällen sind bisher Schotterdecken zwischen 0,4 und 0,8 m Mächtigkeit nachweisbar, z.B. im Dorf Kornau, wo die Terrassen in den Kellern Schotter aufweisen und durch ihre trockenen Grasfluren auffallen (*Abb. 20*). Die Mehrzahl der schotterfreien, fast ebenen Terrassenflächen sind (wahrscheinlich) auf undurchlässigem Untergrund, u. a. auf dem weitverbreiteten Geschiebemergel der hocheiszeitlichen Grundmoräne erhalten, aufgrund von reichlich Staunässe als sumpfige Verebnungen. Auf ihren Oberflächen sind daher i. d. R. Nass- oder Anmoorgleye als Böden ausgebildet (*Abb. 21, 22, 23*).

Vorkommen im Trogtalbereich

Auf der orographisch rechten Talseite des Trogtalabschnitts und nur dort findet man gut erhaltene glazifluviale Eisrandterrassen (links der Breitach dominieren glazilakustrine Terrassen). Die deutlichste Terrassenform zieht von Westegg im Kleinwalsertal kommend bis 1 km NE Walserschanz. Die Walsertalstraße verläuft größtenteils auf ihr, wobei die Terrassenhöhe, gemessen an der unteren Terrassenkante, kontinuierlich talauswärts abnimmt, von ca. 1040 m ü.M. bei Westegg

bis ca. 960 m ü.M. nordöstlich Walserschanz. Dort im Trogtalbereich sind im gleichen Niveau auch die periglazialen Eisrand-Schwemmfächer-Terrassen vertreten und überlagern die randglaziale Rinne.

Die dortige Schmelzwasserrinne und heutige Terrasse ist u. E. deshalb so prominent, weil sie bereits zuvor als Trogtalsole des im älteren Würmspätglazial eingedrungenen Stillachgletschers angelegt worden war (vgl. Kap. 6). Drei Seitenmoränenstände (Kap. 4.2.2) dokumentieren dieses Stadium, wobei offenbar der jüngste und unterste Stand von jener prominenten randglazialen Rinne begleitet wurde, die hier beschrieben ist und kurz zuvor, zur Zeit der älteren Stände des Stadiums, noch Trogtalsole war.

Vorkommen am Söllereck-Sporn

Der nach Nordosten absinkende und schließlich am Zusammenfluss von Breitach und Stillach endende Söllereck-Sporn beginnt sich morphologisch NE der Ortschaft Kornau in einzelne Hügel und Rücken, z.B. Jauchenbichel-Nord, -West und Reute-Rücken, aufzugliedern (Abb. 22). Zumindest abschnittsweise scheinen die ehemals randglazialen Gerinne der beiden Systeme des Breitach- und Stillachgletschers über den Sporn (ältere Mittelmoräne) miteinander in Verbindung gestanden zu haben (Kornau-Terrasse (2) und (3); siehe Tab. 2 und Geomorphologische Karte Abb. 4).

Tab. 2: Glazifluviale Eisrandterrassen und Rinnen am abflachen- den Konfluenzsporn des Söllerecks entlang der Walsertalstraße zwischen Kornau-Ost, Reute und Jauchen.

Eisrandterrassen (ET) Spornflanke links, Breitachseite	Höhe	Glazifluviale Spornverbindung	Eisrandterrassen Spornflanke rechts, Stillachseite
Kornau ET 1	925 m	ohne	keine Terrasse
Kornau ET 2 (Kapelle)	914 m	deutlich	deutl. Hangterrasse
Kornau ET 3	905 m	deutlich	deutl. Hangterrasse
Kornau ET 4	890 m	unterbrochen, jedoch verschleppte Verbindung bei Straßengabel Reute-Jauchen (Überlaufhöhe 885 m)	mehrstufige Hangterrasse mit «Prallhang» östl. P. 898, auf der Höhe 890–895 m
Kornau-Reute-Sumpfrinne (kurvige Überlaufrinne) mit «Prallhang»	857 m	unterbrochen, jedoch verschleppte Verbindung bei Jauchen (Überlaufhöhe ca. 865 m)	mehrstufige Hangterrasse mit «Prallhang» östl. Straßengabel Reute-Jauchen auf Höhe 870–888 m



Abb. 20: Von rechts nach links Profil des abtauchenden Söllerecksporns mit Kornau-Eisrandterrassen (1 und 2) im Vordergrund links; rechts oben Söllereck (1706 m) mit angelagerten Moränenwällen des Würmhochglazials.



Abb. 21: Eisrandterrassen, ET 2 und 3, zwischen Kornau und Reute (gelbliche Nasswiesen) auf dem abgeflachten Söllerecksporn.



Abb. 22: Blick von Walsertalstraße am flachen Söllerecksporn auf Jauchenbichel-West (links) und -Nord (ganz rechts); Eisrandterrasse Kornau (ET 4) von links nach rechts ziehend, gelblich verfarbte Nasswiese.



Abb. 23: Blick über Eisrandterrassen bei Kornau (ET 2 und 3), gelbliche Nasswiesen.

Beide Gerinnesysteme waren häufig von ihren jeweiligen Gletscherflanken an die sanften Geländeformen der Spornlage gedrückt worden, wo sie sich lateralerosiv einschnitten und somit weitläufige Terrassenfluren, stellenweise vernetzend, zurückließen. Demzufolge zeigen einige randglaziale Erosionsterrassen einen an das vorhandene Relief angepassten, gewundenen Verlauf um die Geländeerhebungen herum, z.B. westlich Reute (*Abb. 21, 22, 23*).

Andererseits beobachtet man interessanterweise auch prallhangartig gekrümmte Terrasseneinhänge zu beiden Seiten der gewölbten Spornauftragung, die auf deutliche Impulse von Seitenerosion zurückzuführen sind, z.B. links und rechts der Walsertalstraße südlich Reute, bei Punkt 898, wo also die glazifluvialen Randabflüsse klar voneinander getrennt waren (*Abb. 24*).

Fünf glazifluviale Erosionsterrassen des mittleren Steinach-Spätglazialstadiums konnten zwischen Kornau und Jauchen mit abnehmender Höhenlage festgestellt werden (*Tab. 2*): Kornauterrassen Nr. 1–5, auf Höhenlagen von 925–875 m.

Vorkommen bei Wasach

Als morphologisches Zeugnis erwähnenswerter Qualität für die linksseitige, randglaziale Entwässerung des Stillachgletschers gibt es unterhalb der Wasach-Heilanstalt parallel zum Wasach-Moränenwall (*Kap. 4.2.2*) an der SE-Flanke des Ochsenberges eine wohlerhaltene Eisrandterrasse mit dünner Schotterauflage (Wohn- und Wirtschaftsgebäude; Hirschgarten). Sie ist in Drusberg-Mergel des Helvetikums eingeschnitten und misst etwa 200 m Länge und bis 75 m Breite. Mit 885 m Höhe korreliert diese Terrasse mit Terrasse Kornau 2, die etwa 2 km weiter südlich die Kapelle der Ortschaft Kornau (914 m) unterlagert.

5.2 Randglaziale Schwemmfächer-Ablagerungen

Im Zusammenspiel mit den gletscherbegleitenden erosiven Rinnenformen beobachtet man nicht selten randglaziale Schwemmfächer-Ablagerungen aus den Hangkerben der periglazialen Seitenbäche, die im randglazialen Bereich enden. Der ehemalige Gletscherrand bzw. seine lateral begleitenden Schmelzwasserrinnen bildeten also die damalige Erosionsbasis für diese Ablagerungen, die heute als Schwemmfächerterrassen vorliegen. Auch diese Formen markieren eine ehemalige Gletscherrandlage. Sie treten jedoch nur im Trogtalabschnitt auf, wo im Spätglazial eine intensive periglaziale Hangentwässerung in Gang kam.

5.3 Glazifluviale Schotterterrassen der Umfließungsrinne Lochwiesen-Hirschsprung

Die Hirschsprung-Lochwiesen-Senke bei Tiefenbach spielte im Würm-Spätglazial eine größere Rolle beim Abfluss der Gletscherschmelzwässer, einmal als Umfließungsrinne, ein andermal als glazilakustriner Toteis-Stauraum (*Abb. 9–11, 14*). Zuerst, im mittleren Spätglazialstadium Steinach, fungierte die Senke als Umfließungsrinne des linksseitigen Breitach-Schmelzwasserabflusses beim Eisabbau in

Höhenlagen, die eine Korrelation mit den randglazialen Rinnen, d. h. den Eisrandterrassen von Kornau (2 und 4) nahe legt. Zwei Terrassenreste südlich der Tiefenbacher Kirche in 910 m und 890 m Höhe sowie zwei weitere kleine Terrassen mit Schotterauflage bei Greith auf 890 m Höhe in Tiefenbach-Nord bezeugen die Rolle der Hirschsprung-Senke als Umfließungsrinne um den Stillachgletscher im Oberstdorfer Becken, der zum damaligen Zeitpunkt den Abfluss noch behinderte. Das Vorkommen von Eisrandterrassen mit Schotterdecken (nordwestlich) jenseits der Hirschsprung-Engstelle bei Haubeneck in Höhen um 885 m ü.M. direkt anschließend an das Schwarzenberg-Gewölbe des nördlichsten Helvetikums liefert im übrigen einen weiteren Hinweis für die ehemalige Funktion der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke als Umfließungsrinne im Würmspätglazial.

5.4 Glazilakustrine Ablagerungen

Unter glazilakustrinen Ablagerungen versteht man Sedimente von Eisstauseen im randglazialen oder proglazialen Bereich von Gletschern, also wassertransportierte Sedimente im Eiskontakt. Außer im Deltabereich mit Schotter- und Sandablagerungen sind die Strömungsgeschwindigkeiten stark minimiert, so dass schließlich Schluffe und Tone abgesetzt werden können. In der Endphase der Seeverfüllung liegen schließlich überall Schotter (Topsets) über Feinsedimenten (Bottomsets). Interessanterweise kamen nun im Untersuchungsgebiet sowohl rand- wie proglaziale Situationen vor, aber nicht gleichzeitig. Randglaziale Seen und ihre Sedimente erscheinen als erste im unteren Kleinwalsertal proglaziale zeitlich später, außerhalb der Klamm im unteren Breitachtal und in der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke. Deltaschotter-Terrassen und ihre Varianten, die Kamestrassen am Eisrand, sind deshalb von hohem Interesse für die paläogeographische Rekonstruktion, weil ihre Höhenlagen als Mindesthöhe für den jeweiligen Stand des Eisstausees und seinen dämmenden Gletscher angenommen werden können (*Tab. 3*).

5.4.1 Deltaterrassen im Trogtalbereich

Auf der linken Seite des Breitach-Trogtales, im äußeren Kleinwalsertal, talaufwärts der bekannten Klamm, findet man in Fortsetzung der Verhältnisse des Voralberger Kleinwalsertals (VÖLK & SCHEID 2001) breite, sumpfig-nasse Verebnungen mit schwacher Neigung nach SE auf den Talweg der Breitach hin gerichtet. Sie werden entsprechend der oberstromig benachbarten Terrassenverebnungen von den Verfassern als Delta-Ablagerungen angesehen, die von Bächen aus dem nordwestlich angrenzenden Helvetikum-Gebirge geliefert wurden: dem späteiszeitlichen Hörnlesbach und Hinterenge-Bach (*Abb. 25*). Diese Deltasedimente lagerten sich in einem Eisstausee ab, der durch einen von unten her eindringenden Zweiggletscher des Stillachsystems verursacht worden war (vgl. *Kap. 6*). Man kann mindestens vier Terrassen-Niveaus unterscheiden:

- | | |
|-------------------------------|------------------------------|
| – I 1140 m – 1160 m ü.M. | – II 1100 m – 1080 m ü.M. |
| – III 1040 m – 1060 m ü.M. | – IV 1020 m – 1030 m ü.M. |

Tab. 3: Geomorphologische Zeugen des phasenhaften Eisabbaus während des spätglazialen Steinach-Stadiums im Gebiet der unteren Breitach.

Eisabbau- phasen	Moränenwälle EM – Eiskernmoräne WM – Wallmoräne (W – West)	Terrassen und Rinnen ÜR – Überlaufrinne DT – Deltaterrasse ET – Eisrandterrasse ST – Schwemmfächer-Terrasse KT – Kamesterrasse
Steinach 1	Söllereckbahn-W. EM: 1080–1040 m Söllereckbahn-W. WM: 1070–1040 m Hüttenbühl WM: 1070–1050 m	Hinterenge DT 1: 1060–1040 m
Steinach 2	Söllereckbahn-W. EM: 1035–995 m Söllereckbahn-W. WM: 1035–1015 m Hüttenbühl WM: 1070–1015 m	Hinterenge DT 2: 1030–1020 m
Steinach 3	Walserschanz WM: 980–960 m Kornau Südwest WM: 975–960 m Hüttenbühl WM: 960–940 m	Hinterenge ST: 980–960 m Walserschanz ST: 970 m
Steinach 4	keine Moränenwälle	4.1 Kornau ET 1: 925 m
		4.2 Kornau ET 2 und Tiefenbach KT: 914–910 m
		4.3 Kornau ET 3: 905 m
		4.4 Kornau ET 4 und Tiefenbach KT: 895–890 m
		4.5 Kornau-Reute und Lochwiesen ÜR: 875–870 m
Steinach 5	keine Moränenwälle	5.1 Winkel und Kornau-Nord DT 1: 878–860 m
		5.2 Winkel DT 2, Rappelle DT 2, li. Breitach-Terr. (Rest. Bach- tel) ÜR, r. Breitach-Terr. (Jau- chenbichel W.) ÜR: 855–845 m
		5.3 li. Breitach-Hochufer (N’ Bauhof Brutscher) ÜR, r. Breitach-Hochufer (östl. Schwande) ÜR: 835 m



Abb. 24: Eisrandterrasse des Stillachgletschers mit Prallhang, östlich Straßengabel Reute-Jauchen.



Abb. 25: Linke Breitachflanke mit Delta-terrasse Hinterenge im Vordergrund, dahinter absinkender Söllerecksporn, bewaldet, Blickrichtung NE.



Abb. 26: Blick nach SW über Deltaterrassen (DT) Ferlewang-Winkel, DT1 rechts oben, DT2 links unten im Bild.



Abb. 27: Blick nach S über die Kamesterrasse der Siedlung Ried, mitte-rechts, auf bewaldete Hirschsprung-Enge, obere Bildhälfte; man beachte die tektonische Schollentreppe mit Talzuschubelementen links der Engstelle (vgl. Abb. 15 & 16)

Sie gehören den älteren Abschnitten des Würmspätglazials an: Bühl- (I + II) und Steinach- (III + IV) Stadium. Die starke Vernässung ist ungewöhnlich und lässt sich möglicherweise durch eine Wechsellagerung von Schotter- und Feinsedimenten erklären, die weniger durchlässig sind als reine Grobmaterialien.

5.4.2 Deltaterrassen und Seetone bei Ferlewang-Winkel und in der Lochwiesensenke

Die besterhaltenen und am leichtesten zugänglichen Deltaterrassen zeigen sich im kleinen «Becken» der unteren Breitach bei Ferlewang und Winkel nördlich der Starzlach-Einmündung. Es sind proglaziale Formen. Typisch für Schotterkörper größerer Mächtigkeit bilden sie formstabile glatte Formen, d. h. ohne Rutschungen oder sonstige Massenbewegungen auf den über 40 m hohen, steilen Terrassenhängen (Abb. 9, 10, 26). Die Schotter, mit Oberkanten- bzw. Oberflächenhöhen von 975–955 m, überlagern mit etwa 40 m Mächtigkeit einen Untergrund von wenigen Metern aus Seeton, der zwischen Winkel und Weidach lokal am Hang ansteht und durch eine kleine Hangverflachung mit Teich und Quellhorizont erkennbar ist.

Die Gesamtheit des Deltakörpers entlang der Breitach-Hochau zwischen Oib und Weidach ist als Terrassenkomplex anzusprechen. Das Gefälle der Terrassenoberflächen weist mit etwa 2 % nach NNE, ausgehend von Ferlewang über Winkel nach Rappelle (Tiefenbach-Süd). Neben einer Hauptterrasse (DT 1) von 1,2 km Länge, mit der Kapelle von Winkel (864 m) im Mittelabschnitt, sind auch schmalere, seitlich in den Terrassenkörper eingeschnittene, tiefere Niveaus (DT 2) als Hangleisten mit Siedlung wahrzunehmen. Sie bedeuten eine der Höhenlage dieser Leisten entsprechende Absenkung der ehemaligen Stausee-Oberfläche: östlich Ferlewang 850–855 m ü.M., südlich Winkel 845–850 m ü.M. (Tab. 3; Abb. 26).

Höhenmäßig vergleichbare Ablagerungen nämlich Terrassenschotter über Seeton in ähnlicher Höhenlage (870 und 850 m) kann man auch in der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke feststellen, z.B. in Tiefenbach nördlich und südlich der Wasachstraße sowie im ehemaligen Steinbruch nördlich des Lochbaches. Ein Aufschluss im Lochbach bei Lochwiesen zeigt nach OELDENBERGER (1989) Schotter in Schrägschichtung über gebänderten, schluffigen Tonen. Nachdem sich nun bei Tiefenbach auch Toteiskessel zwischen den Terrassenresten finden, müsste man dort teilweise von Kamestrassen sprechen.

Die Eisstausee-Entwicklung zwischen Ferlewang-Winkel und in der Lochwiesen-Hirschsprung-Umfließungsrinne ist höhenmäßig deutlich niedriger und sicher jünger als die oben besprochene glazilakustrine Situation oberstrom der Klamm (Kap. 5.4.1); sie gehört wahrscheinlich in eine spätere Phase des Spätglazialstadiums Steinach (siehe Tab. 3).

Dem Schmelzwasserstau liegen wohl zwei Ursachen zugrunde: ein kleines «Becken» mit abflussbehinderndem Relief zum Stillach/Illertal bei Oberstdorf, sowie die langsam absinkende, aber noch blockierende Eismasse des Stillachgletschers im Becken von Oberstdorf und nach N bis gegen Fischen. Sicherlich war die Abflussmöglichkeit über die Lochwiesen-Hirschsprung-Senke als

Umfließungsrinne zunächst eher vorgegeben als die heutige direkte Verbindung zum Oberstdorfer Talraum. Über den komplizierten und schließlich beendeten Abfluss durch die Hirschsprung-Enge wird in *Kap. 9* Näheres ausgeführt.

5.4.3 Kames- und/oder Deltaterrassen bei Ried nördlich des Hirschsprungs

Ein kleiner Kames-Hügel aus Schottern mit einem Top von 865 m ü.M. ist der Hirschsprung-Enge im NW vorgelagert, in der geringen Entfernung von 200 m, und grenzt mit steiler Flanke an eine große, wohlgeformte, fast abflusslose und vermoorte Toteishohlform, die sich in nördlicher Erstreckung daran anschließt, 750 m lang und 200 m breit (siehe Geomorphologische Karte). Dieser Kameshügel dürfte seiner Höhenlage nach mit der Deltaschotter-Hauptterrasse von Ferlewang-Winkel korrespondieren.

Ferner trifft man genau nördlich anschließend an die Hirschsprung-Enge auf zwei größere Delta- bzw. Kamesterrassen mit kleineren Toteishohlformen im Zehnermeterbereich, auf der die Ortschaften Ried (846 m; *Abb. 27*) und Niederdorf liegen, und die sich noch weiter nach NE bis nahe an das tiefergelegene Trogtal der Iller hinziehen. Ihre Höhenlagen entsprechen dem tieferen Terrassen-Niveau von Ferlewang-Winkel (850 m).

Die hier beschriebenen Kameshügel und -terrassen bei Ried sind strikt genommen außerhalb unseres eigentlichen Untersuchungsraumes (untere Breitach) gelegen, liefern aber nach Ansicht der Verfasser starke Hinweise für eine ehemalige Schmelzwasserabflussverbindung des Breitach-Starzlach-Systems über die Hirschsprung-Enge nach N unter Umgehung des Oberstdorfer Raumes. Alternativ müsste man sich sonst eine Schotteranlieferung vom 1–2 km abgelegenen Kerbtalausgang der Schönberger Ach aus dem NW Obermaiselsteins vorstellen.

6. Paläogeographische Entwicklung der Spätglazial-Vereisung und Deglaziation

Wie bereits erwähnt (*Kap. 4.1.2*) bildete der Flyschkamm Fellhorn-Söllereck während des Würmhochglazials die Eisscheide zwischen dem Stillach- und dem Breitachgletscher. Die langsam nach NE absinkende Spornlage dagegen wurde durch das Zusammenfließen, die Konfluenz der beiden Gletscher stark erniedrigt und rundgeschliffen. Die dort anstehenden weichen Flyschgesteine und Mergel des Helvetikums, Amdener Schichten, leisteten offenbar wenig Widerstand.

Diese morphologisch günstige Situation ermöglichte es wohl den spätglazialen Stillachgletschern aus dem Oberstdorfer Becken heraus Zweigletscherzungen über den niedrigen Sporn hinweg, nach SW gerichtet, in den Breitachtalraum zu entsenden, da dessen Gletscheraktivität wahrscheinlich schon sehr gering war.

6.1 Bühl-Stadium

Für das älteste Würmspätglazial-Stadium (Bühl) (vgl. *Kap. 11*) haben wir aus dem hinteren Grenzraum unseres Untersuchungsgebietes folgende Zeugen: eine Mittelmoräne auf dem höheren und tieferen Söllereck-Sporn, und vor allem vermoorte Deltaterrassen links der Breitach, am Hörnles- und Hinterenge-Bach (vgl. VÖLK & SCHEID 2001). Die Deltaterrassen bezeugen einen Rückstau von periglazialen Zuflüssen aus dem nördlich angrenzenden Gebirgsland des Helvetikums.

6.2 Steinach-Stadium

Was man vom nächstjüngeren, zweitältesten Spätglazial-Stadium (Steinach), zusätzlich zum vorherigen im Gelände wahrnehmen kann, ist viel mehr und wesentlich detaillierter. Das liegt v. a. daran, dass es die letzte pleistozäne Vereisungsperiode des Untersuchungsgebietes an der unteren Breitach darstellt und somit der finale Eisabbau dieser Region in allen seinen Facetten nahezu unverändert anhand seiner morphologischen Zeugen beobachtet werden kann (*Tab. 3*).

6.2.1 Letzte Gletscher im unteren Breitachtal

Nachdem sich der Stillachgletscher auch zu Beginn des spätglazialen Steinach-Stadiums (Steinach 1 u. 2; *Tab. 3*) im unteren Breitachraum wieder bemerkbar gemacht hatte und zwar auf der Westflanke der Söllereckspornlage durch Ablagerung blockiger Dolomitschutt-Eiskern-Moränen; (vgl. *Kap. 4.2.2*) und echter Wallmoränen (*Abb. 17*; *Kap. 4.2.2*), sowie durch randglaziale Schwemmfächerterrassen und randliche Eisstausee-Sedimente als Deltaschüttung im linken, unteren Kleinwalsertal (vgl. *Kap. 5.4.1*; VÖLK & SCHEID 2001) schwand dieser Stillachgletscher-Einfluss im weiteren Verlauf des Stadiums dahin (Steinach 3–5; *Tab. 3*). Hypothetisch könnte man sich vorstellen, dass sich eine Abzweigung der Stillachgletscherzunge zu Beginn des Stadiums talaufwärts ins Breitachgebiet bewegte und sich dabei über eine sehr niedrige Breitachgletscherzunge (mit talabwärtiger Richtung) geschoben hatte.

Während der initialen Eisabbauphase des Stadiums (Steinach 3) trennten sich jedenfalls Stillach- und Breitachgletscher (rasch) wieder voneinander; ersterer verblieb aber unter Zurücklassung von ausgetauten Eiskern-Moränenfeldern (*Abb. 18*) an der Söllereckbahn-West sowie einer riesigen Toteismasse im unteren Breitachraum. Der minimierte Breitachgletscher verharnte dagegen talaufwärts in einer Endmoränensituation um Mittwänden/Breitachkapelle, in der Umrandung des Breitachklamm-Parkplatzes. Der eigentliche Stillach-Hauptgletscher nahm weiter seine, wenn auch an Höhe verringerte, angestammte Position im Stillach-Ilbertal ein, wahrscheinlich noch bis gegen Fischen, nördlich Oberstdorf, reichend.

6.2.2 Finaler Eisabbau im unteren Breitachtal

Eisrandterrassen am Söllerecksporn

Im späteren Teil des Steinach-Spätglazials begann nun die finale Deglaziationsperiode (Steinach 4; *Tab. 3*), zunächst unter Bildung eines reichen, aber morphologisch unscheinbaren Formeninventars. Die Relieflandschaft der unteren Breitach und vermutlich auch des Oberstdorfer Beckens ertrank förmlich in Schmelzwasser am Rand der (wahrscheinlich) schwach gewölbten Toteismasse im Zungenbecken des Breitachtieflands um Mittwänden, Oib und Weidach ohne Moränenwälle. (Die Winkeler Deltaterrassen existierten noch nicht!) Schmelzwasserströme, verarmt an Geschieben, strömten entlang des flachen Spornrückens und der kleinen Rundhöcker und schufen bei sukzessiv absinkenden Höhen der randglazialen Abflüsse vier schwach konturierte erosive Eisrandterrassen (Kornau ET 1–4; *Tab. 2 & 3; Abb. 21, 22, 23*), und eine kurvige Überlaufrinne deren Fluren durch Staunässe versumpft oder vermoort sind, soweit sie nicht eine glazifluviale Schotterauflage besitzen wie die «Kapellenterrasse» von Kornau (ET2).

Der an glazifluviatilen Details interessierte Beobachter der Kleinmorphologie wird trotz der langweilig wirkenden flachgeböschten Grasfluren durch die Entdeckung gewundener, sumpfig-nasser Terrassen und Muldentälchen entschädigt, die hübsche «fossile», konkave «Prallhang»-Steilböschungen links und rechts der Walsertalstraße zwischen Reute und Kornau-Ost aufweisen (*Abb. 24*). Breitach- und Stillach-Eisrandterrassen dieser Art sind identisch ausgeprägt und korrelierbar.

Möglich gemacht wurde diese seltsam-sanfte Terrassentreppe einerseits durch den gleichmäßig leicht erodierbaren, staunassen Untergrund aus Grund- und Mittelmoräne über Amdener Mergelschichten des Helvetikums am auslaufenden Söllerecksporn. Andererseits waren es die stagnierenden Gletschereismassen von Breitach und Stillach, welche periodisch herabgestufte Randabflüsse zu beiden Seiten des Konfluenzsporns erzwungen haben.

Eisrandterrassen in der Umfließungs-Talsenke Lochwiesen-Hirschsprung

Paläogeographisch bedeutsam sind die Terrassenvorkommen, größtenteils mit Schotterauflage, in der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke zur Zeit der Deglaziationsphase Steinach (4). Sie belegen, zusammen mit anschließend zu erwähnenden Delta- bzw. Kamestrassen-Relikten in dieser Senke, und darüber hinaus bei Ried, die Abflussfunktion dieser Tiefenlinie als linkseitige Umfließungsrinne um den Oberstdorfer Illergletscher (*Abb. 9, 10, 11, 14, 27*).

Proglaziale Deltaterrassen bei Winkel

Die Eisstausee-Entwicklung fand schließlich ihren Abschluss mit Ablagerungen mächtiger Deltaschotter über Seeton bei Ferlewang und Winkel (*Abb. 9, 10, 19, 26*), orographisch nochmals tiefer gelegen als die oben beschriebenen Eisrandterrassen von Kornau (*Tab. 3*). Die Sedimente füllten damit das eisfrei gewordene, glaziale Zungenbecken des unteren Breitachraumes um Ferlewang-Winkel, Oib und Weidach, eine würmglazial übertiefte Wanne, die bis in diese spätglaziale Zeit (Steinach 5) hinein wohl noch abflusslos war. Die glazifluvialen Schmelzwässer kamen aus dem abschmelzenden Rückzugsstand des Breitach- und Starz-

lachgletschers um Mittwänden, Sesselalpe und Hüttenbühl (Steinach 3; *Tab. 3*). Dieser proglaziale Stausee mit einer ursprünglichen Spiegelhöhe (= Terrassenhöhe DT 1) von 865–860 m war gut abgeriegelt vom Oberstdorfer Raum durch den Söllerecksporn zur Rechten und dem Helvetikum-Bergland um Tiefenbach nach vorn und zur Linken.

Da das heutige Durchbruchstal nach NE zum Illertal noch gar nicht angelegt war, musste der Eisstausee zunächst weiterhin über die Lochwiesen-Hirschsprung-Senke entwässern. Lediglich eine flachmuldige Einsattelung bei Jauchen (865 m ü.M.; *Abb. 12*) konnte vielleicht einen Teilabfluss ins Illergebiet knapp ermöglicht haben. Jedenfalls zeigen die Breitachkerbtalhänge des heutigen Durchbruchs keinerlei Relikte eines glazi-fluviatilen Abflussniveaus des ersten Seespiegels der Winkeler Stausee-Situation in jener Spätglazialphase (Steinach 5.1). Dies änderte sich erst im Übergang zur erneut abgesenkten Stauseephase der jüngeren Deltageneration (DT 2) von Ferlewang-Winkel mit einem angenommenen Seespiegel von 855–850 m ü.M. (Steinachphase 5.2; *Tab. 3*; *Abb. 26*). Auch im Oberstdorfer Raum waren die stagnierenden Gletschermassen entsprechend niedriger geworden.

Glazifluviale Kerbtalbildung der untersten Breitach

Für die unteren jüngeren Deltaterrassen des Winkeler Stausees gibt es neben den dazu passenden Terrassenresten in der Senke von Lochwiesen-Tiefenbach-Hirschsprung jetzt auch erste entsprechende Terrassen in der (neuen) Breitach-Talkerbe, die erste Haltepunkte einer kurz zuvor begonnenen (glazi-)fluvialen Tiefenerosion darstellen. Sie entstanden sicherlich mit Hilfe einer Überlaufrinne zwischen Burgbichel (= Sulzburg) und den gegenüberliegenden Rundhöckern westlich Reute und Jauchen (912 und 905 m), wo sich rechts der heutigen Breitach eine sichelförmige Terrasse südwestlich Jauchenbichel-Nord und links der Breitach die Terrasse am Bachtel-Restaurant erhalten hat (845 m ü.M.).

Schließlich kann man noch eine weitere, tiefste Terrasse am Hochufer der Breitachtalkerbe (835–830 m ü.M.) ausmachen, die wahrscheinlich die letzte Haltephase der Deglaziation im Oberstdorfer Raum abbildet. Auch die Phase der Gletscherstagnation (Steinach 5.3) wird wie alle vorher genannten Höhenmarken im Breitachraum durch korrespondierende Höhenmarken der abnehmenden Illervereisung auf der rechten Talflanke des Illertales bestätigt.

Die Funktion der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke als Umfließungsrinne war offenbar seit der vorletzten Deglaziationsphase (Steinach 5.2) beendet; denn man findet keine Zeugnisse mehr für die letzte Phase (Steinach 5.3). Hangmassenbewegungen an der tektonisch problematischen Hirschsprung-Verengung werden von den Autoren als Ursache angesehen (siehe *Kap. 9* und *10*).

7. Periglazialformen

Periglazialformen entstehen in einem Klima mit häufigen, ganzjährigen Frostwechseln. In den gemäßigten Breiten treten sie deshalb nur in der subnivalen Hochgebirgszone auf, eine Zone, die in unserem Untersuchungsraum rezent

nicht vorkommt. Trotzdem trifft man häufig Hangablagerungen, die periglazialer Entstehung sind und heute als Relikte des eiszeitlichen Frostklimas der Vorzeit zu betrachten sind: *Fostschutthalden und Geliflukts-Decken (Fließerde-Decken)*.

Die klarsten Vorzeitformen des Untersuchungsraumes sind die Frostschutthalden der steilen Gebirgshänge, die regelmäßig als Saum unter hochaufragenden Felswänden oder Felskämmen zu finden sind. Sie sind heutzutage mit Wald bedeckt und in einem mehr/weniger fortgeschrittenen Verwitterungszustand; d. h. sie fallen weniger auf.

Weite Verbreitung finden die Gelifluktsdecken des eiszeitlichen Periglazialklimas auf den Unterhängen, nicht selten als dichter Schleier aus steinigem Lehm, der heute von holozänen Böden bedeckt ist und zu Grasland und Viehweide genutzt wird.

8. Karstive Formen

Karstive Formen sind das Ergebnis von Lösungsprozessen des Niederschlagswassers in Karbonatgesteinen. Der in unserem Gebiet häufig vertretene Schrattenkalk ist ein besonders geeignetes Substrat, man könnte geradezu sagen, ein «ideales Opfer» für die Karstprozesse im perhumiden Klima, wie es in unserem Untersuchungsraum vorherrscht. Das von Schrattenkalk geprägte Hochrelief des Ifenmassives im benachbarten Kleinwalsertal ist deshalb Ziel zahlreicher Karstforscher (vgl. VÖLK & SCHEID 2001). In unserem Gebiet jedoch sind Zahl und Variation von Karstformen recht eingeschränkt.

Einsturzdolinen

Als auffälligste Karstform sind hier mittelgroße Einsturzdolinen zu nennen, die einen Durchmesser von 20–30 m und eine Tiefe von 3–5 m aufweisen. Charakteristisch sind die steilwandigen Begrenzungen dieser Schachtdolinen und das grobe Blockmaterial der Dolinenfüllung. Typische Hohlformen dieser Art trifft man auf dem flach gewölbten Scheitel des Ochsenberges bei Tiefenbach, einer Antiklinale aus Schrattenkalk nordöstlich Tiefenbach (Antiklinorium-Nord; *Tab. 1*). Fünf bis sechs Dolinen drängen sich dort auf einer Fläche von 250 x 120 m, indem sie einen Komplex sich teilweise überlappende ovaler Hohlformen unter Nadelwaldbedeckung bilden.

Es ist bekannt, dass «Dolinen Schwärme» vorzugsweise auf Hochflächen mit geringer Neigung auftreten (WILHELMY 1978). Im Fall des Ochsenberges haben wir es mit einem strukturell angelegten, ziemlich flachgeschliffenen Faltenkopf des Schrattenkalkes zu tun, der von zahlreichen Längs- also Dehnungsklüften, aber auch Querklüften durchzogen ist. Ein günstiger Umstand für die Bildung von Einsturzdolinen ist auch die Unterlagerung der Kalkstein-«Kuppel» durch wasserundurchlässige nicht verkarstungsfähige Drusbergschichten; denn schichtgebundene Karsthöhlen sind häufig an Gesteinswechsel und/oder tektonische Bruchlinien gebunden (vgl. Sturmanshöhle). Im Fall der obigen Schacht- oder Einsturzdolinen ist das Dach des darunter entstandenen Karsthohlraumes zwischen den Drusberg-Mergeln und dem Kalksteinsattel kollabiert.

Eine andere Art von Dolinenmuster lassen die etwas abgeflachten Bergrücken des Jägersberg-Schönhaldenkopfes und des Schwarzenberges erkennen: eine perlchnurartige Aufreihung auf den Bergscheiteln, die zweifellos auf längsgerichtete Dehnungsklüfte zurückgeht.

Das *Naturdenkmal «Judenkirche»* am SW-Rand des Ochsenberg-Schrattenkalkgewölbes stellt eine ungewöhnliche Variante der Einsturz-Dolinenform dar. Sie zeigt zwei Besonderheiten: Zum einen besitzt sie eine steinerne Naturbrücke aus Kalkfels, subhorizontal gebankt; zum anderen ist die Hohlform seitlich, bzw. von unten her geöffnet und zugänglich. Der schwach konvexe Kalksteinbogen überspannt die im Grundriss ovale Hohlform an ihrer Längsseite und liegt hart am Rand eines langgezogenen Steilhanges, der den Ochsenberg dort begrenzt und von einer tektonischen Blattverschiebung oder einer Schrägabschiebung von knapp 3 km Länge in SW-NE Richtung geprägt ist (*Kap. 2.3 & 3.1.3*). Da Einsturz- oder Schachtdolinen durch den Kollaps eines Höhlendaches entstehen (WILHELMY 1978; u. a.), darf man annehmen, dass die Naturbrücke der «Judenkirche» ein Stück erhalten gebliebenes Höhlendach darstellt und der seitliche Zugang durch denudative Hangabtragung d. h. eine bergwärtige Hangverlagerung nachträglich entstanden ist. Es handelt sich bei dem Phänomen der «Judenkirche», nach Ansicht der Verfasser, also um eine Schachtdoline mit geradliniger, von einem «Portal mit Torbogen» (= Felsbogen) durchbrochenen Seitenwand (*Abb. 28, 29, 30*). Die «Judenkirche» zeigt folgende, geschätzte Abmessungen:

Abmessungen	Doline	Naturbrücke
max. Länge	25 m	10 m
Breite	15 m	1 m
Tiefe	10 m	
Mächtigkeit		1 m

Wie bereits erwähnt ist der Entstehungsort des Naturdenkmals «Judenkirche» tektonisch und geotechnisch bemerkenswert. Er liegt an einer lokal bedeutenden NE-SW Bruchstufe, wahrscheinlich einer Schrägabschiebung linkshändigen Charakters. Die «Portalwand der Kirche» besteht offenbar aus einer zurückgebliebenen, schmalen, (subhorizontal gebankten!) Vertikal-Teilscholle einer Abschiebungstreppe, an die bergwärts eine tektonische Brekzie von ca. 1,5 m Mächtigkeit steilstehend angelagert ist, also das Crash-Produkt der Abschiebung (*Abb. 29 & 30*). Die Brekzie bildete vielleicht die geotechnisch entscheidende Schwächezone, die den Einsturz des «Daches der Kirche» mit herbeigeführt hat.

Sturmannshöhle (Schauhöhle)

Im Schrattenkalk-Gewölbe des Schwarzenbergs ist eine interessante Karsthöhle mit dem Namen «Sturmannsloch oder -höhle» aufgeschlossen. KRAUS (1932b) beschrieb sie schon vor 70 Jahren als eine «250 m lange Spaltenhöhle», die einer dem Schichtstreichen ungefähr parallelen Kluft folge. Die erwähnte Trennfläche fällt etwa mit 60° nach Süden ein und repräsentiert nach Meinung der Verfasser eine Längs- bzw. Dehnungskluft, die sich infolge karstiver Lösungsprozesse zu



Abb. 28: Naturdenkmal «Judenkirche»: Blick durch Felsbogen ins Innere, als Einsturzdoline zu deuten.



Abb. 29: Naturdenkmal «Judenkirche»: Felsbogen-Innenseite mit angelagerter tektonischer Brekzie, obere linke Mitte (vgl. *Abb 30*).



Abb. 30: Detail von *Abb. 29* Brekzie an der Innenseite des Felsbogens

einer etwa 1,5 m breiten, über einen langen Steg begehbaren Spalte ausgeweitet hat. Als Höhlenbesucher gelangt man, vom Eingang auf 1012 m ü.M., entlang dieser W-E verlaufenden Spalte innerhalb des Berges in westlicher Richtung auf mehr/weniger horizontaler Weglänge über eine Strecke von 360 m zu einem abwärts führenden Schacht. Folgt man diesem 68° steilen Schacht über eine Treppe rund 72 m Höhenmeter (= 180 Stufen) abwärts, erreicht man eine sackartige Erweiterung der Höhle, in der sich auf durchschnittlich 940 m ü.M. ein See befindet. Bis dorthin ist die Höhle begehbar. Höhlentaucher entdeckten zwei weitere Seeniveaus in Höhlenerweiterungen darunter, 25 m und 17 m tiefer, die insgesamt miteinander über 0,8 m breite Spalten verbunden sind. Darüber hinaus soll es noch andere wassererfüllte Kavernen geben, die über kleinere noch nicht verfolgte Siphons verbunden sind. Die Höhlenseen werden über Siphons von oben her durch einen Höhlenbach gespeist, der sein Einzugsgebiet offenbar im Karstsystem des westlichen Schwarzenbergs besitzt. Der oberste Höhlensee entwässert über einen Höhlenbach, der unter dem Zugangssteg hindurch am Grund der langgezogenen Spaltenhöhle etwa 550 m weit nach Osten läuft, wo er dann am sog. Fallbach-Ursprung als Karstquelle zutage tritt, wiederum über einen Höhlensee. Dessen Quelle liegt, ebenso wie der Zugang zur Höhle, an der Nordflanke des Schwarzenbergs unweit westlich der Hirschsprungverengung.

Bei anhaltend intensiven Niederschlägen, insbesondere im Frühjahr, kombiniert mit Schneeschmelze, reagiert (laut Höhlenführer) der Wasserstand in den miteinander kommunizierenden Karstgefäßen, Schächten und Höhlungen (mit Seen) durch rasanten Spiegelanstieg. Im Gefolge davon verwandelt sich die sonst unscheinbare Fallbach-Karstquelle in einen Wasserfall-Strahl.

9. Hangmassenbewegungen; Muren; Bodenfließen

Hierzu zählen alle Formen der Massenverlagerung durch Schwerkraft. Zum Teil sind sie spontan und dann von hoher Geschwindigkeit, wie z.B. Fels- und Bergstürze, zum Teil von mäßiger Geschwindigkeit wie z.B. Muren, zum Teil recht langsam, z.B. steinig-lehmige Rutsch-Hangkriechformen, Bodenfließen, und schließlich zum Teil von extrem langsamer Geschwindigkeit, Tiefkriech-Formen bzw. Talzuschübe (vgl. VÖLK & SCHEID 2001). Große spontane Massenbewegungen sind im Untersuchungsgebiet kaum zu finden; es fehlt die nötige Reliefenergie. Die größte Sturzform bildet ein Felssturzkegel in der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke, am östlichen Fußhang des Schwarzenbergs. Die Sturzmasse entstammt einer NW-SE gerichteten Scherfläche des Schrattekalks, von wo sie abkalbte; Alter unbekannt, vermutlich spätglazialzeitlich.

Murkegel sind sporadisch zu beobachten, aber keineswegs auffällig. Sie stammen stets von mergeligen Gesteinsvorkommen des Helvetikums in herausgehobenen Relieflagen, meist aus Drusberg- oder Amdener Schichten. Ihre Entstehungszeit ist ohne absolute Daten nicht zu bestimmen; sie könnten am ehesten jungtundren-zeitlich oder später entstanden sein. Ein eindeutig rezentes Vorkommen kann man westlich der Gehöfte von Lochwiesen wahrnehmen,

abseits des Falkenbach-Tobels; dabei ist ein deutlicher Hanganbruch in pleistozänen Schottern zu erkennen.

Zu den Rutschformen sind die recht zahlreichen tonig-lehmigen Fließformen, oft in linearen Hangfurchen, zu rechnen. Es handelt sich um Bodenfließen ohne periglazial-Bedingungen, manchmal auch Erdfließen benannt. Sie formen steinige Hanglehmdecken.

Eine weniger bekannte Gruppe von gravitativen Massenbewegungen ist das oben genannte Massenkriechen im Felsgestein, auch als Tiefkriechen oder Talzuschub zu bezeichnen (BUNZA u. a. 1976). Für die Geschwindigkeit ist dabei höchstens eine jährliche Strecke von 1–2 cm pro Jahr zu veranschlagen. Die Verfasser sind der Ansicht, dass an der Hirschsprung-Enge ein solches Massen-Tiefkriechen gegen Ende des Spätglazialstadiums Steinach stattfand, wodurch die Stelle für den weiteren tiefen Abfluss verriegelt wurde und die Breitach gezwungen war einen fluvialen Durchbruch östlich Weidach entlang der jetzigen Breitachstrasse zu schaffen (vgl. *Kap. 6.2.2 & 10.2*).

Talzuschub am Hirschsprung

Am Hirschsprung sind sowohl östlich wie westlich der Engstelle 15–20 m hohe, lotrechte Felswände in SW-NE Richtung ausgebildet, die aufgrund ihrer Glättung und schwach erhaltener Vertikalstriemung als Abscherflächen von gravitativen Absitzschollen (Sackungsschollen) aufgefasst werden können. Diese Wandstufen sind etwa 250 m voneinander entfernt und zwischen beiden verläuft die Engstelle, die an der schmalsten Stelle nur etwa 10 m breit ist.

Es wird von den Verfassern die Hypothese vertreten, dass die Hirschsprung-Talung durch extrem langsames Absitzen zweier Gesteinsschollen entlang von tektonisch vorgezeichneten Scherflächen, etwa 15 m hoch, links und rechts der Talung, erheblich verengt und die Überlauf-Felsschwelle erhöht wurde. Dieser Vorgang des Talzuschubs, eine Art Grabenbildung, muss sich ganz allmählich während des frühen Würmspätglazials (Bühl- und Steinachstadium) entwickelt haben. Ursache dafür war, wie in vielen anderen Fällen von Talzuschub, die (glazi-)fluviale Unterschneidung der Felshänge am Hirschsprung (*Abb. 15 & 16*).

Sonstige Talzuschübe

In der Lochwiesen-Hirschsprung-Senke, die man nach Meinung der Verfasser als tektonisch angelegte Talung, als Seitenverschiebungsbecken zu betrachten hat (vgl. *Kap. 2.3*), gibt es außer der Lokalität Hirschsprung noch drei weitere Stellen, die auf Talzuschub hinweisen:

- Der östliche, auffällig in die Talung hineinragende Felsvorsprung der Schratenkalkfalte «Auf-der-Nase», 500 m nordwestlich Lochwiesen, erscheint als vom Rest des Berges losgelöste Felsscholle mit talparallelen, weit geöffneten Felsspalten und fortgeschrittener Zerrüttung des Felsmaterials (vgl. *Abb. 10*).
- Der nach SW gerichtete, sehr niedrige Felsriegel, nördlich hinter den Gehöften von Greith, am Ostrand der Senke ist ungewöhnlich vorkragend, niedrig und bei näherer Betrachtung stark zerrüttet.

- Der SW-Ausläufer des Burgbichels (Sulzburg) zeigt neben intensiver Zerschierung ungewöhnlich offene Spaltensysteme, die eine Tendenz zur Schollenkippung nach SW vermuten lassen.

10. Fluviale Formen; Breitachklamm

Täler sind zwar in der Regel durch fluviale Formungsprozesse stark geprägt, aber ihre morphologische Ausgestaltung und Ausrichtung ist oft durch andere Einflussfaktoren mitbestimmt. Im Talsystem der unteren Breitach ist das ebenfalls deutlich erkennbar. Glazigene Formung sowie gravitative Hangprozesse des eiszeitlichen, periglazialen Klimas sind überall, v. a. auf den Mittel- und Oberhängen, wahrzunehmen. Die tektonische Anlage der Lochwiesen-Hirschsprung-Talung ist ausführlich behandelt worden, ebenso wie die tektonische Vorzeichnung des Breitachverlaufes (*Kap. 2.2*).

10.1 Breitachtal oberhalb der Klamm

Bei der Betrachtung des Talabschnitts im Oberstrombereich der Klamm springt uns der Kontrast zwischen dem Mittel- und Oberhangbereich einerseits und dem Unterhang und alluvialen Talboden andererseits, ins Auge. Nur im Tiefenstockwerk des Breitachtal-Querschnitts sieht man die fluviale Erosion eindeutig am Werk. Das tiefreichende Kerb- und Kerbsohlental-Stockwerk der Breitach beeindruckt uns bis hinauf nach Riezlern und Außerhirscheegg im Kleinwalsertal durch seine bemerkenswerte Steilheit und Rauheit. Wie wir aus den vorhandenen Flussterrassen – übrigens mit geringer Schotterauflage – ersehen können, geschah die (glazi-)fluviale Einschneidung in vier Etappen. Dabei ist zu beachten, dass die oberen Abschnitte der Tiefenerosion ohne Zweifel durch den Rhythmus der Deglaziation im Bereich unterhalb der Klamm bzw. bei Oberstdorf bestimmt waren, während die unteren Abschnitte durch die jeweils erreichte Klammtiefe diktiert waren. Die glazialerosiv geformte Klamm-Felsschwelle am Zwingsteg, genau über dem Klamm-einschnitt, liegt auf ca. 950 m ü.M., die Altklamm-Kerbe bei ca. 930 m ü.M.

Wenn man die wohlgeformte glaziale Trogtalsole (Terrasse) des unteren Kleinwalsertales rechts der Breitach bis Klammbeginn nahe der Walserschanz als untere Markierung des Breitachtal-Höhenstockwerk nimmt, so ergibt sich eine Terrassenstufung in mehrere Kerbtalterrassen (*Tab. 4*; von oben nach unten, rechts (r.) und links (li.) der Breitach). Aus *Tabelle 3* und *4* lässt sich ableiten, dass die obere Kerbtalterrasse noch allein von der spätglazialen Gletschereishöhe im Steinachstadium (3) talabwärts der Breitachklamm bestimmt war; die mittlere Kerbtalterrasse zwar das Niveau der Altklamm-Eintiefung abbildet, aber wohl auch noch vom Stand des spätglazialen Eisabbaus abhing, während die untere Kerbtalterrasse der frühen Jungklamm-Eintiefung (Vertikalkolk-Phase, *Tab. 5*) entspricht; und schließlich die gegenwärtige Kerbtalsole der oberstromigen Breitach der heutigen Klammtiefe (Oberende der Klamm) angepasst ist, die das Ergebnis der späteren, noch anhaltenden Jungklamm-Eintiefung darstellt.

PHASEN DER ENTWICKLUNG	FORMEN	DYNAMIK UND PROZESSE	
	Erosionsformen Talform – Tf Kolkform – Kf Bettform – Bf	Fließdynamik (Hydraulik) Fd und Erosionsdynamik (Vektor) Ed	Erosionsprozesse
Frühphase	Tf Klamm-Initialform enge Treppeschlucht Kf große Vertikalkolke Bf Strudeltöpfe, Überlaufrinnen	Fd Wasserfall- kaskaden Ed Wirbelerosion in den Kolken (Strudeltöpfen)	Korrasions- und Kavitations- erosion
⇓	⇓	⇓	⇓
Spätphase (Reifephase)	Tf typische Klamm, hoch, schlitzförmig, doppelstöckig Kf reliktsche Groß- kolke, oben, aktive Kleinkolke, basal Bf basale Felsbett- Kerbe, Kleinstufen, Strudeltöpfe, klein	Fd schießender Abfluss in Felskerbe mit Katarakten Ed Tiefenerosion, dominant	Korrasions- und Kavitations- erosion
⇓	⇓	⇓	⇓
Übergangs- phase (Resistenz- phase)	Tf schluchtartige Klamm Kf relik. Kleinkolke, basal, aktive Hori- zontal- u. Minikolke, Außensaum Bf große Einzelblöcke auf schmalem Schotterbett, sehr kleine Stufen, lokal	Fd turbulente Strömung, am Außen- saum lokal schießend Ed Seitenerosion u. Sturzde- nudation, dominant, lokal exzessiv	Korrasionsero- sion dominant Kavitationero- sion am Außen- saum lokal aktiv
⇓	⇓	⇓	⇓
Endphase	Tf Schlucht, kasten- förmig Kf ohne Kolkformen Bf breites Schotterbett ohne Gefälleknick	Fd turbulente Strömung über Schot- terbett Ed Seitenerosion und Sturzde- nudation, dominant	Korrasionsero- sion

Tab. 4: Phasen der Entwicklung einer Klamm zur Schlucht am Beispiel der Breitach-Klamm, Formenwandel, Dynamik und Prozesse.

Erläuterungen zur Tabelle 4

Frühphase

Hier zeigen sich wahrscheinlich Klamm-Initialformen vom Typ einer Wasserfall-Treppe wie in einer Treppenschlucht, ähnlich dem Aussehen der Trümmelbacher Wasserfälle (Berner Oberland, Schweiz). Charakteristisch ist dabei die Entstehung großer, zylindrischer Vertikalkolke, >5 m lichte Weite, in abnehmenden Stufenhöhen, die von einer enormen Wasserfall-Kaskade, von bis zu 15 m Höhe je Stufe durchflossen wurde, untereinander verbunden

durch Überlaufrinnen. In den Strudeltöpfen, an der Basis der zylindrischen Kolke, arbeiteten bei hohen Fließgeschwindigkeiten (hypothetisch) sowohl Kavitations wie Korrasions-Erosion in wirbelnder Bewegung (Wirbelerosion). Heutzutage sind aus dieser Phase in der Breitachklamm nur noch wenige, große Kolk-Reliktformen – teils Seitenwand-, teils Strudeltopf-Relikte – in unterschiedlichen Höhenlagen oberhalb der rezenten Abflussbasis vorhanden.

Spätphase

Durch weiteres, eher gleichmässig-rückschreitendes, tiefererosives Nachschneiden mittels schmaler Verbindungs/Überlaufrinnen zwischen den Großkolken entsteht nun eine schlitzförmige, typische Klamm, die heutige Zentralklamm-Strecke der Breitachklamm. Sie zeigt in der Tiefe schießenden Abfluss in schmaler Felskerbe von 2–3 m Breite, während an den lotrechten Flanken oberhalb häufig die fossilen Kolkreste aus der Frühphase zu finden sind. Charakterformen der Spätphase sind die außerordentlich hohen, bis 35 m, oft überhängenden Felsflanken und die erwähnten reliktschen Großkolke auf «halber» Höhe. Eine kataraktische, basale Schussstromrinne zeigt durch eine Reihe von kleineren Wasserfällen von 2–4 m Fallhöhe, daß die basale Felskerbe noch gestuft ist. Dementsprechend finden sich aktive Kleinkolke vertikaler Art (0.75–1.25 m Durchmesser) sowie aktive Minikolke in vertikaler und horizontaler Ausformung (< 0,25 m). Es ist (hypothetisch) anzunehmen, dass Kavitations- und Korrasions-Prozesse bei der Klammerosion Hand in Hand arbeiten und Tiefenerosion absolut dominant ist.

Übergangsphase (Resistenzphase)

Dies ist die erste Phase der Klammerweiterung, zunächst zur schluchtförmigen Klamm. Infolge verstärkter, basal wirksamer Seitenerosion kollabieren nämlich jetzt die erosiv geglätteten, mit reliktschen Kolkhohlformen versehenen und sich bisher eng gegenüberstehenden Felsflanken und Überhänge der typischen Klamm entlang tektonisch vorgezeichneter Störungen und Klüfte. Zahlreiche Sturzblöcke, aus aktiver Sturzdenudation stammend, und neu gebildeter Schotter verhüllen daher weitgehend die frühere Felssohle, und zwar in chaotischer Verteilung, und bremsen dank ihrer Rauheit die Abflussgeschwindigkeit, jedoch in sehr uneinheitlicher Weise, so dass unterschiedlichste Fließdynamiken hinter- und nebeneinander auftreten können: laminares Fließen in Stillwasserräumen, turbulentes Fließen über Grobschotterflächen und lokal-aktive Teil-Schussströme am Außensaum. Letztere führen zur Ausbildung von Minikolken an den basalen Felsflanken, d.h. einerseits, zu lokal vorkommenden, halbkreisförmigen Horizontalkolken (0.4–0.6 m Durchmesser), andererseits zu ovalen «Schnitzern» (engl. scour marks) von 0.05–0.1 m Durchmesser. Nur bei den Minikolken kann die Kavitations-Erosion (hypothetisch) noch wirksam und damit die aktive Seitenerosion lokal exzessiv werden. Im übrigen herrscht normale Korrasions-Erosion, aber mit stark zunehmender Seitenerosionwirkung gegenüber der Tiefenerosion.

Morphologisch charakteristisch für die Phase sind schluchtartige Felswandformen, ohne Kolkrelikte in den Höhen, und die wirren Blockablagerungen, vermischt mit Schottern, im Flussbett. Nur stellenweise kann ein kleines Stück des alten Felsbettes noch unbedeckt offen liegen. Kennzeichnend für die Übergangsphase sind die vielfach vorhandenen, resistenten Reliktformen der Kleinkolke und ausnahmsweise kann sogar ein Grosskolkrelikt aus früheren Klamphasen, am Rand des Flussbettes, knapp über oder unter der Wasserlinie, vorkommen. Dabei ist anzumerken, dass die Kolkrelikte an besonders widerständige, grobgebankte Kalkstein-Partien des oberen Schrattekalks gebunden sind, d.h. an Oberstrom- und Unterstromabschnitte des von der Klamm durchschnittenen Schrattekalkgewölbes.

Endphase

Eine relativ breite Schlucht mit lotrechten Felsflanken, beinahe kastenförmiger Art, ist charakteristisch für die Endphase der Klammentwicklung in standfesten Gesteinen. Kolke oder Kolkreste jeglicher Art fehlen oder sind auf seltenste Einzelvorkommen beschränkt. Das Abflussgefälle und damit die Fließgeschwindigkeit erscheint gegenüber den vorhergehenden Phasen stark vermindert; es herrscht ziemlich gleichförmig turbulente Strömung mit normaler Korrasions-Erosion. Typisch für das Flussbett ist eine blockarme Schottersohle, in der nun stärker verbreiterten Schlucht. Tiefen- und Seitenerosion sind offenbar jetzt im Gleichgewicht.

TERRASSEN ÜBER DEM TALBODEN	LOKALITÄT	TERRASSEN HÖHENLAGE	KLAMM-STOCKWERK IN METER Ü.M.
Trogtalsohlen-Terr. Deltaterrassen	Walserschanz, re. Hinterenge, li.	990 m 1060–1020 m	
Obere Kerbtalterrasse	Hinterenge, li Walserschanz, re.	970 m 970 m	Felsschwelle am Oberrand d. Klamm-eintiefung, «Zwingsteg» Ca. 950 m
Mittlere Kerbtalterrasse	Hinterenge, li. Walserschanz-West, re.	930 m 930 m	Altklamm-Kerbe Ca. 930 m
Untere Kerbtalterrasse (Hochauen-Terr.?)	Sporadisch vorhanden li. und re.	3–5 m über Talboden	Jungklamm-Vertikalkolkbasis 3–5 m über Klammkerbe
Kerbtalsole (Breitach-Talboden)	Hinterenge	915 m	Jungklamm-Kerbe, oberstromiger Klammbeginn (Brücke) 909 m

Tab. 5: Breitachtal-Terrassen talaufwärts der Klamm in Beziehung zu den Klamm-Stockwerken; (li = links bzw. re = rechts der Breitach)

10.2 Breitachtal unterhalb der Klamm

Unterhalb des Klammausgangs der Breitach und der Einmündung des Starzlachbaches erstreckt sich über 1,5 km Flusslänge eine erstaunlich breite Alluvialebene (bis 400 m) mit sehr geringem Gefälle. Darin lässt sich ein schmaler bewaldeter Streifen Niederaue, also ein echt periodischer Überflutungsbereich, von einem breiteren, besiedelten (!) Hochauenbereich mit ausgedehnten Mähwiesen unterscheiden, die Ebene von Mittwänden (Klamm-Parkplatz), Oib und Weidach. Diese Ebene wird seitlich begrenzt von den spätglazialen Delta-Schotterterrassen von Ferlewang-Winkel (Kap. 5.4.2 und 6.2.2) und stellt gemeinsam mit diesen wohl eine Aufschüttungsebene dar, nämlich die fluviale Füllung des pleistozänen Gletscherzungenbeckens der Breitach, vergleichbar mit dem Becken von Oberstdorf (Kap. 6).

Talabwärts folgt die wahrscheinlich jüngste Durchbruchsstrecke der Breitach mit einem deutlichen Flussknie zwischen Burgbichel (= Sulzburg) und Jauchenbichel-West und -Nord (vgl. Abb. 12). Tektonische Schwächezonen (Scherzonen) veranlassten ohne Zweifel diese engräumigen Flussschlingen durch die Helvetikum-Antikline des Burgbichel (vgl. Kap. 2.5). Etwas weiter talab, kurz vor der Mündung, nochmals ein Flussknick, diesmal ein Abknicken mit Prallhangstufe nach Osten; man könnte sagen ein «fluviales Abprallen» vom tektonischen Gewölbe des Ochsenberges (Kap. 2.5). Dazwischen ein vergleichsweise harmloses, junges Kerbtal durch den weichen tektonischen Muldenkern aus Amdener Mergeln und inkompetenten Flysch-«Klippen». Über die (glazi-)fluvialen Terrassen, die den sukzessiven Durchbruch der unteren Breitach dokumentieren,

wurde in *Kap. 6* berichtet: «Glazifluviale Kerbtalbildung der untersten Breitach». Die Terrassen um 845 m und 835 m ü.M. waren sicherlich Teile von Überlaufrinnen, die kurze Haltephasen der Tiefenerosion darstellten, bis schließlich der Durchbruch geschaffen und damit der Anschluss an das Iller (Stillach/Trettach)–System hergestellt war. Der Zusammenfluss am sog. Illerursprung liegt auf Höhe 786 m (Eisenbahnbrücke).

10.3 Breitachklamm

Morphostratigraphisch kann man im Flussabschnitt Breitachklamm zwei Reliefgenerationen unterscheiden: ein Höhenstockwerk von Klamm, das als Altklamm anzusprechen ist, und die eigentliche, wohlbekannte Jungklamm im Tiefenstockwerk der gesamten Klammeintiefung. Die nächstfolgenden Textabschnitte (*Kap. 10.3.1 – 10.3.5*) beziehen sich nur auf die Breitach-Jungklamm und andere Jungklammen der Nordalpen. Der Breitach-Altklamm ist ein gesonderter Textabschnitt (*Kap. 10.3.6*) gewidmet.

Mit Hilfe der Klammeintiefung (Alt- und Jungklamm) durchschneidet die Breitach eine Gefällstufe von rund 80 m. Die fluviale Tiefenlinie der Klamm beginnt am oberen Ende, dem Zulauf, auf Höhe 909 m ü.M. (= Brückenhöhe) und endet nach etwa 1,3 km Länge auf Höhe 828 m. Ihr Richtungsverlauf ist den tektonischen Bruchlinien der Engenkopf-Antiklinale fast überall genau angepasst (vgl. *Kap. 2.4*). Wie die «Kluftrose» der Jungklamm (*Abb. 7*) zeigt, sind die am meisten vertretenen Laufrichtungen der Klammerkerbe NE- und N-Richtungen, untergeordnet NW und NE.

10.3.1 Klammdefinition

Das lautstarke Rauschen eines tosenden Baches mit Katarakten und Wasserfällen zwischen den Steilwänden einer Klamm ist ein akustisch eindrückliches Erlebnis. Aber morphologisch und definitorisch gesehen ist beim Durchschreiten einer Klamm das Ausmaß der Eintiefung im Vergleich zur geringen Basisbreite der Kerbe sowie das stellenweise Auftreten von überhängenden Felsflanken das besondere Merkmal. Definitorisch müsste u. E. auch eine Felssohle oder -kerbe gefordert werden. Es ist aber nicht nur die absolute Dominanz der fluvialen Tiefenerosion über die Seitenerosion, wie wir sie auch bei steilen Kerbtälern mit V-förmigem Querschnitt beobachten können, sondern auch die mit der Tiefe gleichbleibende Enge des schlitzförmigen Taleinschnittes, welche einer speziellen Erklärung bedarf.

Der häufig im Zusammenhang mit Klamm verwendete Begriff Schlucht (frz. und engl. gorge) ist nach Einschätzung der Verfasser in etwa gleichbedeutend und wird nicht selten als Synonym gebraucht, wenn es sich um ein tiefes Engtal mit lotrechten Flanken handelt. Auch der spanisch-amerikanische Begriff Canyon wird oft für Engtäler angewandt, aber meist bei solchen vom Typ Grand Canyon (USA), also bei nahezu waagrecht Schichtlage und sehr großen Dimensionen.

Nun drückt u.E. der Begriff Klamm, stärker noch als der Begriff Schlucht oder Canyon, die in standfesten Gesteinen lokal vorkommende, extrem-schlitzförmige Enge mit überhängenden Felswänden aus, die im Zentralabschnitt der hier zu besprechenden Breitachklamm beispielhaft ausgebildet ist.

Wir bezeichnen diesen Zentralabschnitt im Breitachklambereich als typische Klamm (engl. saw-cut gorge), dagegen die dort ober- und unterstromig anschließenden, deutlich breiteren Engtalstrecken mit lotrechten Flanken als Schluchten bzw. schluchtartige Klammen; wobei letztere eine Übergangsphase zur typischen Schlucht darstellen. Diese Schluchtausgänge stellen für uns eine morphologische Weiterentwicklung der (eigentlichen) typischen Klamm dar, wie aus der folgenden Darstellung hervorgeht (*Kap. 10.3.2 – 10.3.4; sowie Tab. 4*).

10.3.2 Vergleichende Klammbeobachtungen

Eine vergleichende Studie an Klammen unterschiedlichen Entwicklungsgrades zeigt, dass die Wasserfallerosion den bestimmenden Faktor bei «jugendlich» wirkenden Klammen darstellt, wobei die Wasserfallhöhen um 20–25 m liegen, Beispiel Trümmelbacher Wasserfälle im Tal von Lauterbrunnen, Schweiz.

Untersucht man die älteren, «reiferen» Klammen, wie z.B. die Breitachklamm, nach Wasserfall-Relikten, also nach großen vertikalen Kolkformen an

Abb. 31 (l.): Breitachklamm, talabwärts; graue Felswand im Hintergrund (oben) ist ein Stück Altklamm mit Resten ihrer Schotterfüllung; darunter brauner Felssturzanbruch (vgl. *Abb. 32*); im Vordergrund Schotterbett im oberstromigen Schluchttalabschnitt der Jungklamm.

Abb. 32 (r.): Felssturzanbruch der Jungklamm zeigt horizontale Strömungen der Blattverschiebungsbrüche, frontal u. nach hinten verspringend; rechts oben Schotterfüllung der Altklamm (vgl. *Abb. 31, 33*).



den Steilwänden, so findet man sie vorwiegend bis ausschließlich im höheren Niveau dieser Klammern erhalten. Im tieferen Niveau der reifen Klammern setzen die großen zylindrischen Vertikalkolke aus und erscheinen dort wie abgeschnitten von vorherrschend subhorizontalen Seitenwand- und Basiskolken kleineren bis sehr kleinen Ausmaßes. Nur selten entdeckt man noch das Schneckenhaus-förmige, spitze Unterende der großen Vertikal-Kolkreste vom Oberhang. Es sind das die ursprünglichen, unteren Strudeloch-Enden (engl. *plunge pools*) der großen, frühen Wasserfälle.

Bei der Betrachtung des tieferen Niveaus der Einschneidung einer reiferen (Jung-)Klamm, wie desjenigen der Breitachklamm, d. h. das untere Viertel des Einschnitts, also bereits nahe der Felssohle, die i. a. eine subhorizontale von schießendem Gerinne durchflossene, schmale Felskerbe darstellt, zeigt sich ein stufiges «Rest»-Gefälle von jeweils einigen Dezimetern bis zu wenigen Metern Stufenhöhe. Dieses Felsbett kanalisiert einen von Katarakten und Kleinwasserfällen unterbrochenen, schießenden Abfluss oder Wasserstrom von hoher Geschwindigkeit. Im Bereich der Schussstrom-Rinne und der Hochwasserzone dieses Tiefenstockwerkes ist eine Kombination von einerseits waagrechten bis schwach (nach oben) gebogenen Kleinkolken, andererseits von Vertikalkolken kleinerer Dimension zu sehen. Solche Horizontalkolke besitzen 0,2–2 m Länge und 5–35 cm Breite; Vertikalkolke 0,4–3 m Höhe und 50–80 cm Breite.

In voll ausgereiften, «vollendeten» (Jung-)Klammern, z.B. in der Aareschlucht bei Meiringen, Schweiz, oder in der Partnachklamm bei Garmisch-Partenkirchen, Bayern, kann man keine Katarakte und kein Felsbett mehr erkennen, da Letzteres von Schottern überdeckt ist. Trotz deutlicher Abnahme des Gefälles der Talsohle herrschen noch Fließgeschwindigkeiten, die einen beträchtlichen Geschiebetrieb ermöglichen vor allem bei Hochwasser. Gleichzeitig hat sich der Talquerschnitt begonnen in ein steilwandiges Kastental zu verwandeln, da aufgrund einsetzender Seitenerosion die von Vertikalkolk-Relikten gekrümmten Felsflanken, meist entlang stromparalleler Klüfte, mit zahlreichen, winzigen Felsstürzen zur Abkalbung neigen und die Felswände dadurch zurückversetzt und begradigt werden. Es entsteht eine Schlucht oder ein Canyon mit Schottersohle (Abb. 31).

10.3.3 Phasen der Entwicklung einer Klamm zur Schlucht

Aus den vergleichenden Klamm-Beobachtungen lässt sich eine phasenhafte Entwicklung der alpinen Klammern ableiten wie sie in *Tabelle 4* zusammengefasst ist. Sie gliedert sich in eine Früh-, Spät-, Resistenz- und Endphase, die durch eine Abwandlung der Erosionsformung – sowohl der klamm-internen Kolkformen, als auch der Gesamt-Querschnittsform – charakterisiert sind. Zudem hat sich offenbar die Fließdynamik und damit auch die fluviale Erosionsdynamik phasenweise verändert, erkennbar u. a. an den Bettformen des Gerinnes. Die Breitachklamm befindet sich gegenwärtig, gemessen an dem hier vorgestellten Schema (*Tab. 4*), in ihrer *fortgeschrittenen* Spät- oder Reifephase, d. h. im zentralen, Klammabschnitt in der *Reifephase einer typischen Klamm*, aber mit Formen der Resistenz- und Endphase, nämlich Abschnitten mit *Schluchttal*-Charakter im Oberstrom- wie Unterstrombereich der Zentralklamm (Abb. 31 u. 36).

Tabelle 4 enthält eine Zusammenstellung der zeitlichen Abfolge von Entwicklungsphasen am Beispiel der Breitach-Klamm. Diese Phasen sind abzulesen an der Formenentwicklung, die gemäß dem Wandel der formerzeugenden Prozesse verlaufen sein muss. Für letztere wurden theoretische Annahmen qualitativer und semiquantitativer Art gemacht, abgeleitet aus den größtenteils sichtbaren und größenordnungsmäßig abschätzbaren Klammformen.

Was die hydraulischen Prozesse betrifft, so spielt bei der Klambildung nach Ansicht der Verfasser neben der fluvialen, korrasiven Geschiebe-Erosion (*Korrasions-Erosion*), auch die völlig andersartige *Kavitations-Erosion* eine Rolle.

Korrasions-Erosion: Dies ist der Normalfall der Fluvialerosion. Sie geschieht durch den Geschiebe-Trieb entlang des Flussbettes (Schotter- oder Felsbett) und seines Außensaumes. Es handelt sich um den mechanischen Abrieb, auch Abrasion genannt, von Partikeln des Untergrundes mit Hilfe der von der Strömung mitgeschleppten Bettfracht aus Schluff, Sand oder Kies. Man könnte den Vorgang, physikalisch gesehen, als «Schubspannungs-Erosion» bezeichnen.

Kavitations-Erosion: Kavitation ist die Bildung von Gasblasen in Fließgewässern bei schießendem Abfluss auf Felsbetten. Kavitations-Erosion, auch Klarwasser-Erosion genannt, entsteht dort, wo oberstromig bei Druckentlastung gebildete Gasblasen wenige Meter später entlang der begrenzenden Felswand kollabieren, sobald dort der Druck innerhalb des Wasserstroms wieder zunimmt. Das Zusammenstürzen (Kollaps) der Blasen bewirkt eine allmähliche Entfestigung (Schädigung) der Wandung, wodurch sich von dort in beachtlichem Maße Gesteinspartikel ablösen können. Es handelt sich um eine Wechselwirkung aus Schockwellen-Angriff und winzigen «Flüssigkeitsbohrungen» (VOLKART 1988; JACOBS u. a. 2001).

10.3.4 Doppelstöckigkeit der zentralen Breitach-Jungklamm

Kurz gefasst kann man für die zentrale, typische Breitach-Jungklamm folgende Formenverteilung feststellen:

Oberes Einschnitts-Niveau mit großen zylindrischen Vertikalkolk-Relikten von (schätzungsweise) 3–6 m Durchmesser, erkennbar als halb- bis viertelzylindrische, konkave Hohlform an den steilen, oft bogig-überhängenden Felswänden von 20–25 m Höhe; hohlkegelförmige Basis der Vertikalkolke, Strudellöcher oder «plunge pools», nur vereinzelt erhalten; spiralig gedrehte Wandungen stellenweise zusätzlich wahrnehmbar, u.a. in den Strudellöchern der Kolkbasis. Alle Formen sind aus der Frühphase stammend und daher als reliktsch anzusehen (*Abb. 35 & 37*).

Unteres Einschnitts-Niveau als schmale, schlitzförmige Felskerbe mit Schussstrom im Felsbett (*Abb. 35–37*); enthält, nur schwach erkennbare, in aktiver Bildung befindliche, von Wasser überströmte Kleinformen von Vertikalkolken (0.75–1.25 m Durchmesser) unter Einwirkung der kataraktischen Kleinwasserfälle. Die schmale Felskerbe mit seinem schießenden Abfluss (Schussstrom) im basalen Teil der Zentralklamm repräsentiert die aktuelle Spätphase der Tiefenerosion in der Breitach-Jungklamm (siehe *Tab. 4* und Erläuterung).

10.3.5 Breitach-Altklamm

In den bisherigen Ausführungen zur Klambildung (KRAUS 1932b, RICHTER 1984) wurde im Wesentlichen nur von *einer* Klammgeneration ausgegangen und deren



Abb. 33: Seitenwand der Altklamm mit reliktscher Schotterfüllung, (vgl. Abb. 31).

Abb. 34: Schotterfüllung der Breitach-Altklamm: schlecht sortierte Ablagerungen, zum Teil mit (Schräg-)Schichtung (vgl. Abb. 31–33).



Entwicklung geschildert, nämlich des jugendlich wirkenden und gut erschlossenen Klammbereichs, der nach heutigem Wissen als Breitach-Jungklamm zu bezeichnen ist. Wie bereits zu Beginn erwähnt, existiert aber noch ein älteres, stärker verwittertes Klamm-Höhenstockwerk, das als Breitach-Altklamm anzusprechen ist. Man entdeckt es über dem oberstromigen, jungen Klammabschnitt, als steilwandige Felsschlucht erhalten, über etwa 200 m Länge Erstreckung, von etwa 25 m Höhe. Allerdings ist nur eine, die orographisch linke, gealterte Felswand bewahrt geblieben; sie zeigt keine als Kolkreste deutbare Hohlformen, sondern nur vereinzelte, angewitterte, fossile Karsthohlformen (Abb. 31 & 33).



Abb. 35 (r.o.): Zentralabschnitt der Breitachklamm. Blick talab: höheres Niveau der Jungklamm, bogig-geschlitzt; Felswände einerseits geprägt durch vertikale bis spiralförmige Kolkformen, im rechten und hinteren Bildteil, andererseits vorgezeichnet und geformt durch glatte steilstehende Scherbruchflächen.

Abb. 36 (l.): Zentralabschnitt der Breitachklamm, zweiteilige Jungklamm, Blick talauf, Unterende der Vertikalkolke des höheren Niveaus (Strudellöcher in oberer Bildmitte); darunter tieferes Niveau mit kataraktischem Schussstrom im Felsbett, ganz unten im Bild.



Abb. 37 (r.u.): Zentralabschnitt der Breitachklamm. Blick talauf: tieferes Niveau der bogig-geschlitzten Jungklamm mit schießendem, zum Teil kataraktischem Abfluss durch Felsbett-Rinne.

Von besonderem Interesse ist die Sedimentfüllung dieses Höhenstockwerks, das erst durch den großen Felssturz vom Juli 1995 für den Betrachter sichtbar geworden ist (*Abb. 32*). Die Sedimente, aufgeschlossen an einer etwa 15 m hohen Profilwand genau über dem Felsanbruch, bestehen aus groben, mäßig bis schlecht zugerundeten Schottern von undeutlicher Sortierung und Schichtung, ein typischer Sedimentaufbau eisrandnaher, glazifluvialer Schotter. In diesem Fall handelt es sich wohl um proglaziale Schotter, nämlich den «Sander» des vorrückenden, frühen Talgletschers, also um einen sog. Vorstoßschotter des würm-hochglazialen Breitachgletschers (*Abb. 34*). Mit Hilfe dieser Sedimentfüllung war die riß/würm-interglaziale Altklamm während des Würm-Hochglazials quasi plombiert, so dass das Würm-Gletschereis darüber hinweggleiten konnte. Diese Auffassung wird durch den Fund von Grundmoräne über diesen Vorstoßschottern gestützt, die in einem Hangrutsch knapp oberhalb des klammüberspannenden Zwingstegs, rechts des Fußweges zur Dornachalpe, aufgeschlossen ist

11. Morphostratigraphie: Würmhochglazial-Spätglazial-Holozän

11.1 Allgemeines

In diesem Kapitel soll kurz zur Altersstellung der geomorphologischen Formen Stellung bezogen werden. Wie bereits anlässlich der Studie über das Kleinwalsertal ausgeführt wurde (vgl. VÖLK & SCHEID 2001, S. 62–71), gibt es keine absoluten Altersdaten für das Breitachtal. Jedoch besteht die Möglichkeit, eine relative Chronologie der hier besprochenen Formen aufzustellen, unter Bezugnahme auf die für das Kleinwalsertal erarbeitete Morphostratigraphie. Die zugrunde gelegte Quartärstratigraphie ist in groben Zügen der Auffassung von EHLERS (1994; *Tab. 6a*) angepasst. Für das alpine Spätglazial der Würmeiszeit wurde, wie im Kleinwalsertal, das Einteilungsschema von MAISCH (1982) übernommen. Das Spätglazial lässt man mit dem Zusammenbruch des Eisstromnetzes in den Alpen bei ca. 17.000 Jahren vor heute beginnen (VAN HUSEN 1987). Die Stadiale – Bühl-Steinach-Gschnitz-Clavadel-Daun-Egesen – repräsentieren in diesem Schema Kälterückschläge, die mit Talgletscher-Vorstößen von etappenweise geringerer Reichweite verbunden waren. Innerhalb der Stadiale kann man bisweilen noch einzelne Phasen des allmählichen Eisabbaues (Deglaziation) erkennen. Bei 10200 Jahren (14C) vor heute ist schließlich der Beginn der Nacheiszeit, des Holozäns anzusetzen (VAN HUSEN 1987, JERZ 1993).

11.2 Ermittlung der Gletschereishöhen

Folgende Formengruppen wurden von den Verfassern als Höhenmarken für die Ermittlung des etappenförmigen Eisabbaues, der Deglaziation der alpinen Gletscher im Untersuchungsgebiet verwendet:

- 64 – Moränenwälle und Eiskern-Moränen, glazigene Eisrand-Markierungen

- Eisrandterrassen, glazifluviale Eisrand-Erosionsformen mit geringen oder fehlenden Schotterablagerungen.
- Delta-, Kames- und Schwemmfächer-Terrassen, also glazilakustrine, glazifluviale und periglazial-fluviale Ablagerungen.
- Umfließungsrinne «Lochwiesen-Tiefenbach-Hirschsprung» und deren Terrassen: glazifluviale Erosions-, Delta- und Kamestrassen mit geringen oder fehlenden Schotterablagerungen.
- Überlaufrinnen und deren Terrassen am Breitachdurchbruch zwischen Burgbichel (Sulzburg) und Reute-Jauchenbichel, (glazi-)fluviale Erosionsformen.

Insgesamt betrachtet ermöglichten die gesammelten Höhenmarken eine systematische und damit eine relativ chronologische Aussage zur allmählichen Absenkung der letzten späteiszeitlichen Gletschervorkommen im Gebiet der unteren Breitach und im Stillach-Iller-Raum um Oberstdorf. Dabei spielt die etwas länger andauernde Gletschereisblockade im größeren Illerbecken eine erhebliche Rolle zum Verständnis der glazilakustrinen und glazifluvialen Ablagerungen im Breitachgebiet und der Hirschsprung-Talung NW Oberstdorf.

12. Literaturverzeichnis

- BUNZA, K., KARL, J., MANGELSDORF, J. (1976): Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde. Schriftenreihe Bayer. L.A. Wasserwirtschaft, München, 1–128.
- DE GRAAF, L. W. S. (1996): The fluvial factor in the evolution of alpine valleys and of ice-marginal topography in Voralberg (W-Austria) during the Upper Pleistocene and Holocene. Z. Geomorph., NF, Suppl.-Bd. 104, 129–159.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärsgeologie. Enke, Stuttgart, 358 S.
- EISBACHER, G. H. (1996): Einführung in die Tektonik. Enke, Stuttgart 374 S.
- GOLDSCHIEDER, N., ORTH, J.P., VATER, K. & HÖTZL, H. (1999): Die Schwarzwasserhöhle – eine hydrogeologisch bedeutsame Estavelle im alpinen Karstgebiet Hochifen-Gottesacker (Kleinwalsertal, Vorarlberg, Österreich). Laichinger Höhlenfreund, 34, Laichingen: 69–96.
- JACOBS, F., WINKLER, K., HUNKELER, F. & VOLKART, P. (2001): Betonabrasion im Wasserbau. Felsversuche-Empfehlungen. Mitteilung Nr. 168, VAW, Versuchsanstalt f. Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 1–19.
- JERZ, H. (1993): Geologie von Bayern. II. Das Eiszeitalter in Bayern. Schweizerbart, Stuttgart, 243 S.
- KRAUS, E. (1931): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Fischer Nr. 874, mit Erläuterungen. Geolog. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt.
- KRAUS, E. (1932 a): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Oberstdorf Nr. 885; mit Erläuterungen. Geolog. Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt.
- KRAUS, E. (1932 b): Der nordalpine Kreideflysch. Geologische Forschungen im Allgäu und in Voralberg. – Geol. und Paläontol. Abh., 19, 65–198.

- LIEDHOLZ, J. (1983): Helvetikum und Nördliche Flyschzone im Allgäu westlich der Iller, an der Breitach und im Balderschwanger Tal (Exkursion E am 7. April 1983). – Jahresber. Mitt. Oberrhein. Geol. Verein, N. F. 65, 61–83, Stuttgart.
- MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica*, 37: 93–104.
- OELDENBERGER, S. (1989): Geologische Neuaufnahme von Helvetikum und Flysch zwischen dem Lochbachtal und Oberstdorf-Fischen Allgäu mit mikropaläontologischen Untersuchungen. Dipl. Arbeit, Inst. F. Allgemeine und Angewandte Geologie, Ludw.-Maximilians Universität, 115 S., München.
- ROSENDAHL, W. & NIGGEMANN, S. (Eds) (2000/2001): Hochifen und Gottesacker eine Karstlandschaft zwischen Bregenzer Wald und Allgäuer Alpen. Karst und Höhle, Verband der deutschen Höhlen- und Karstforscher, München: 83–88.
- RICHTER, D. (1984): Allgäuer Alpen. Sammlung Geologischer Führer, Bd. 77, Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 253 S.
- SCHMIDT-THOMÉ (1960): Zur Geologie und Morphologie des Ifengebirgsstockes (Allgäu). *Erdkunde*: 181–195, 8 Abb.
- SCHOLZ, H. (1995): Bau und Werden der Allgäuer Landschaft. Schweizerbart, Stuttgart, 305 S.
- VOLKART, P. (1988): Kavitation an Schussrinnen und deren Vermeidung durch Belüftung. Intern. Symposium Zürich zu Erosion, Abrasion und Kavitation im Wasserbau. Mitteilung Nr. 99, VAW, Versuchsanstalt f. Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 125–147.
- VAN HUSEN, D. (1987) (Hrsg.): Das Gebiet des Traungletschers, Oberösterreich. Eine Typregion des Würmglazials. Mitt. d. Komm. f. Quartärforschung, Österr. Akademie Wiss., Wien, 7: 1–78.
- VÖLK, H. R. (1996): Zur Höhe der würm- und rissglazialen Talvergletscherung des Illergletschers, Oberallgäu. In: MÄUSBACHER, R. & SCHULTE, A. (Hrsg.): Festschrift für Dietrich Barsch, Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 104, 259–274.
- VÖLK, H. R. & SCHEID, A. (2001): Geomorphologie des Kleinwalsertales und seiner Gebirgsumrahmung. Mit Karte der Geomorphologie; Voralberger Naturschau, Forschen und Entdecken, 10, 1–96.
- WILHELMY, H. (1978): Geomorphologie in Stichworten. III. Exogene Morphodynamik, Hamburg, 184 S.
- ZACHER, W. (1972): Geologische Karte von Bayern 1:100 000, Blatt Oberstdorf, mit Profiltafel. Bayer. Geol. Landesamt, München.
- ZACHER, W. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50 000, Blatt Nr. 113 Mittelberg. Geol. Bundesanstalt, Wien.

Anschriften

Andreas Piekniewski
Schedlerstraße 3
D-88677 Markdorf

Iris Lippert
Kohlhofweg 21
D-69259 Wilhelmsfeld

Hellmut R. Völk
Im Hassel 41
D-69221 Dossenheim