

Übersicht über die pleistozänen Vergletscherungen des Schwarzwaldes

Hannes Hemmerle, Jan-Hendrik May & Frank Preusser

Kurzfassung

Während des Maximums der Würm-Eiszeit bestand im Südschwarzwald eine Vergletscherung des norwegischen Typs mit einer Eiskappe, deren Zentrum im Bereich des Feldbergs lag. Von dort erstreckten sich bis zu 25 km lange Talgletscher. Im Gegensatz dazu waren Nord- und Mittelschwarzwald hauptsächlich durch Karvergletscherungen, mit vereinzelt Hänge- und Talgletschern mit einer Länge von weniger als 5 km, charakterisiert. Die Ausdehnung der vorletzten Eiszeit ist bisher nur teilweise erfasst und noch ältere Vereisungen bilden sich nur in Relikten von Schotterterrassen ab. Im Südschwarzwald werden seit über 100 Jahren Rückzugsstände am Ende der Würm-Eiszeit nach einem am Seebachgletscher definierten System gegliedert. Hierdurch entstand eine Fülle an Zuordnungen, v.a. über Schneegrenzberechnungen, die jedoch nur in den seltensten Fällen datiert sind. Die verhältnismäßig geringe Umgestaltung im Nord- und Mittelschwarzwald in der letzten Kaltzeit lässt eine, vor allem im Bereich der Ostabdachung, präwürmzeitliche Landschaftsoberfläche erwarten. Bisher sind diese Archive, trotz des hohen Erhaltungspotentials, kaum bearbeitet worden. Auch in Bezug auf noch ältere Vereisungen scheint eine Erhaltung in dem niedrigerenergetischen Relief der Ostabdachung des Schwarzwaldes am ehesten wahrscheinlich.

Stichwörter

Vergletscherungen, Pleistozän, Schwarzwald

Anschriften der Verfasser

Hannes Hemmerle
Dr. Jan-Hendrik May
Prof. Dr. Frank Preusser
Albert-Ludwigs-Universität
Institut für Geo- und Umweltwissenschaften
Albertstraße 23B
79104 Freiburg

Overview of the Pleistocene glaciations of the Black Forest

Abstract

During the Maximum of the Last (Würmian) Glaciation, the southern Black Forest was covered by an ice cap of the Norwegian type, with its centre over the Feldberg (the highest peak of the Black Forest). From there, several up to 25 km long valley glaciers extended into lower altitudes. In contrast, the northern and middle part of the Black Forest were characterised by cirque glaciers, with sporadic slope and valley glaciers that did not reach more than 5 km of length. The extent of the Penultimate Glaciation is only partly constrained and even older glaciations are poorly reflected by relics of gravel terraces. Over the last 100 years, phases of glacier recession at the end of the Würmian Glaciation have been classified in the southern Black Forest according to a system defined at the Seebach Glacier. Based on this, a series of correlations was developed, mainly based on snow line calculations, but dated on very few occasions. The relatively low modification of the northern and middle part of the Black Forest during the last cold phase implies a pre-Würmian landscape surface, in particular on the eastern slope. Up to now, this archive has seen little recognition despite the high preservation potential. Also with regard to older glaciations, preservation in the low energy relief on the eastern slope of the Black Forest appears to be most likely.

Keywords

Glaciations, Pleistocene, Black Forest

1. Einleitung

Der Schwarzwald erstreckt sich über ca. 150 km in SSW-NNE Richtung entlang der östlichen Schulter des Oberrheingrabens (Abb. 1). Während des Pleistozäns war er, wie auch die Vogesen (vgl. KALTENBRUNN & PREUSSER 2015), zu einem substantiellen Teil durch Eis bedeckt (Abb. 2). Zentrum der letzten Vereisung war der Feldberg. Über die Hochflächen des Südschwarzwaldes erstreckte sich eine Eiskappe, welche im Bereich der Gipfel nur als wenige Meter mächtige Firndecke ausgebildet war (METZ 1997). In den Tälern bildeten sich mehrere hundert Meter mächtige Gletscher. Die größte Eismächtigkeit ist im Menzenschwander Albital mit 440 m nördlich von St. Blasien belegt (SAWATZKI 1992). Der Albgletscher war zudem mit 25 km Länge während des letzten glazialen Maximums der längste Gletscher im Schwarzwald. Im Nord- und Mittelschwarzwald war die Eisausdehnung deutlich geringer. Die Gletscher waren hier oft nur als Kargletscher ausgebildet, Talgletscher erreichten nur Längen von unter 5 km (FEZER et al. 1961). Über die Ausdehnung älterer Vereisungen ist wenig bekannt, die Kenntnisse beschränken sich zudem auf die vorletzte Vereisung. Zu dieser Zeit lag die Front der Gletscher zumindest 2 bis 5 km außerhalb der Würmvergletscherung (SCHREINER 1992). Es gibt aber auch Autoren, die im Bereich der Ostabdachung eine bis zu 30 km weiter reichende Vergletscherung, bis an den Fuß der Schwäbischen Alb, annehmen (HANTKE et al. 1987).

Ziel dieser Arbeit ist es, den heutigen Kenntnisstand der pleistozänen Vergletscherungen des Schwarzwaldes zusammenzufassen, da die letzte umfassende Betrachtung durch LIEHL (1982) erfolgte. Neben der Ausdehnung der beiden letzten Eiszeiten sollen insbesondere die Rückzugshalte bzw. erneuten Eisvorstöße am Ende des Würms erfasst werden. Wegen der intensiven Bearbeitung durch frühere Autoren, den häufig auftretenden glazialen Ablagerungen und der oft guten Erhaltung wird der Hauptteil dieser Arbeit sich mit dem südlichen Schwarzwald befassen. Es wird versucht, die Ausdehnung und Entwicklung am Ende der letzten Eiszeit in den größten Talbereichen zu rekonstruieren. Für die älteren Vereisungen besteht, wegen der schlechteren Erhaltung und des geringeren Kenntnisstandes, nicht die Möglichkeit, ähnlich detaillierte Aussagen zu treffen. Neben den Ablagerungen werden auch morphologische Formen glazialer Erosion, im Wesentlichen Kare und Karoide, erfasst, um dadurch eine Aussage über Gebiete großer Schneeakkumulation treffen zu können.

Die in den Geologischen Karten im Maßstab 1 : 25 000 (GK 25) als Würm und Riss bezeichneten Vorkommen glazialer Sedimente sind in der neuen lithostratigraphischen Digitalen Geologischen Karte als „Jüngere“ und „Ältere Schwarzwald-Glazialsedimente“ dargestellt. Die Jüngeren Schwarzwald-Glazialsedimente schließen die Kar-Endmoränen und Karschürzen der GK 25 mit ein.

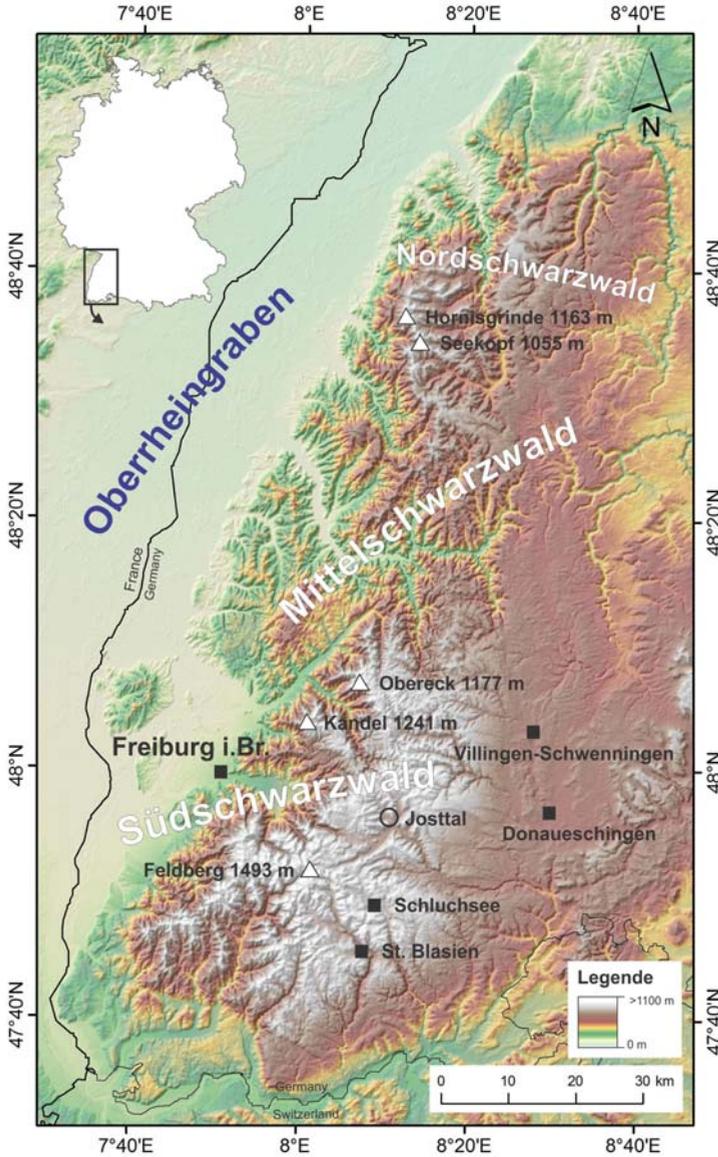


Abb. 1. Überblick über den Schwarzwald mit Lage der wichtigsten im Text erwähnten Lokalitäten. **Fig. 1.** Overview of the Black Forest with the location of important sites mentioned in the text.

2. Geschichte der Glazialforschung

Der erste schriftliche Hinweis auf einer Vergletscherung des Schwarzwaldes findet sich im Tagungsbericht der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft von 1837, indem auf ein Sendschreiben Karl Schimpers an Louis Agassiz aus dem Jahr 1836 verwiesen wird (HAASE 1963). Schimper berichtet von Gletscherspuren in der Umgebung von Titisee, die er bereits im Jahr 1826 entdeckt haben will. Nachdem die Entdeckung Schimpers durch Agassiz auf der Tagung vorgetragen wurde, begann die Erforschung der Vergletscherungen des Schwarzwaldes. Nach ERB (1948) ist die erste bedeutende Publikation eine Stellungnahme von WALCHNER (1850) über die glaziale Natur des Seebachtales und die Verknüpfung von Endmoränen mit der Aufstauung des Feld- und Titisees. Weitere bedeutende Entdeckungen bis 1890 sind die Beschreibung der Endmoränenwälle bei der Menzenschwander Kluse (RAMSAY 1862), im Wiesetal (GILLIERON 1876) sowie im Bereich des Schluchsees (PLATZ 1878). LIEHL (1981) sieht zudem noch die Übersicht über die Eiszeit in den deutschen Mittelgebirgen von PARTSCH (1882) als bedeutend an und lobt deren kritischen Charakter. Die ortsansässigen Freiburger Naturforscher um FROMHERZ (1842) sahen in den Schotterterrassen jedoch Ablagerungen katastrophaler Entleerungen von Stauseen und lehnten eine eigenständige Vergletscherung des Schwarzwaldes ab (ERB 1948). Dadurch war der Fortschritt der Glazialforschung im Schwarzwald gegenüber der in den Alpen und den Vogesen stark gehemmt (LIEHL 1981).

Beim Bau der Höllentalbahn (1884-87) wurden bedeutende Erkenntnisse durch PLATZ (1893) dokumentiert. So erkannte er bereits die Ableitung des Flusssystemes vom Tal der Mettma hin zum heutigen Verlauf im Schwarzatal. Die erste Gliederung von Rückzugsständen geht auf STEINMANN (1902) zurück, der drei Phasen mit Schneegrenzen bei 800 m, 900 m und 1200 m erkannte. Als Typuslokalitäten definiert er die Wälle am Eingang des Jostals, am Titisee und am Feldsee. ERB (1948) nennt neben Steinmanns Werken im Südschwarzwald noch Arbeiten von SAUER (1894) im Mittleren Schwarzwald und Untersuchungen an Karen im Nordschwarzwald durch REGELMANN (1896) als wegweisend. DEECKE (1918) ging von einer geringeren Vergletscherung aus, in den meisten Tälern bis zum heutigen Titisee-Stand reichend, was jedoch von der nachfolgenden Generation abgelehnt wurde (z.B. SCHREPFER 1931). Die Zwischenkriegszeit wird von LIEHL (1981), der selber die glaziale Morphologie im Mittelschwarzwald untersuchte (LIEHL 1934), als Phase intensiver Geländearbeit beschrieben. Historisch wichtig sind vor allem die Dokumentation des Urschluchsees, vor der Errichtung der Staumauer (BRILL 1932) und die Einführung des Zipfelhofstandes als zweiten Rückzugshalt zwischen Feldsee-, und Titiseestand (SCHREPFER 1925).

Der Kenntnisstand nach dem zweiten Weltkrieg wurde durch ERB (1948) zusammengefasst. Dieser skizziert die maximale würmzeitliche Eisausdehnung, die Lage der Hauptkare, Transfluenzen und die möglichen Rückzugsstände in den Haupttälern des Südschwarzwaldes. Den Vergletscherungstyp erkennt er als norwegischen Typ,

mit Talgletschern, die von einer geschlossenen Eiskappe, mit dem Feldberg (1493 m) im Zentrum, ausgehen. Eine ältere Vergletscherung ist zu diesem Zeitpunkt noch nicht nachgewiesen. Im Mittelschwarzwald war die würmeiszeitliche Eisausdehnung noch nicht bestimmbar, jedoch waren zahlreiche Rundhöcker und Kare in diesem Bereich bekannt (LIEHL 1981). Die Erforschung des Nordschwarzwaldes erklärt LIEHL (1981), nach einer strukturellen Untersuchung der Kare von SCHMITTHENNER (1913) und DEECKE (1918), für vorerst stehen geblieben.

3. Bildungen der letzten Eiszeit im Südschwarzwald

3.1 Seebachgletscher

Unter dem Begriff Seebachgletscher wird die Vereisung des Gebietes nordöstlich des Feldbergs im Raum von Höllental über Breitnau bis hin zum Seebachtal bei Neustadt zusammengefasst (Abb. 2). In der Literatur werden neben Seebach- und Bärenalpgletscher auch die Begriffe Feldberg-, Titisee-, Gutach- und Wutachgletscher verwendet (MEINIG 1983). Die heutige Entwässerung des Gebietes teilt sich in das Seebach-Gutach-Wutach-System und den der Dreisam tributären Höllentalbach. Vor 19 – 20 ka wurde die Wutach vom danubischen Entwässerungssystem zum heutigen Einzugsgebiet des Rheins umgeleitet (HEBESTREIT 1995).

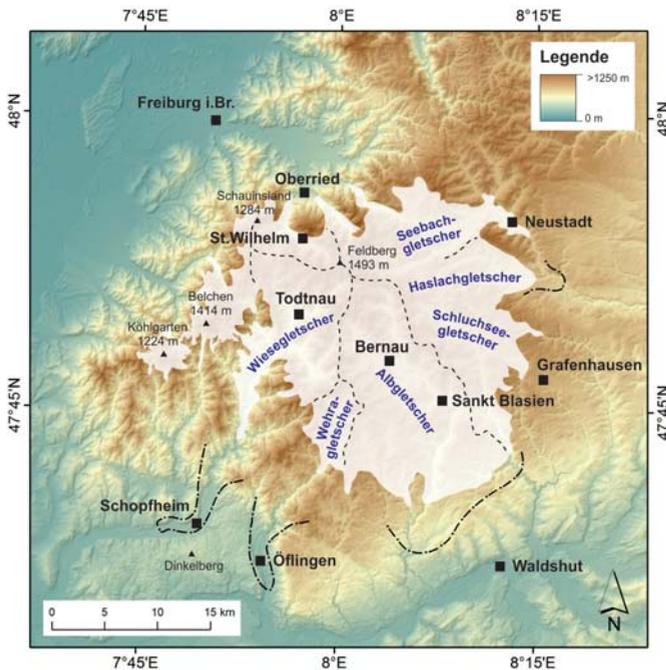


Abb. 2. Eisausdehnung während des Maximum der Letzten (Würm) Vergletscherung im Südschwarzwald. **Fig. 2.** Ice extent during the maximum of the Last (Würmian) Glaciation in the southern part of the Black Forest.

Im Würmmaximum bestand in dem Gebiet eine Kappenvereisung mit einzelnen Talgletschern, deren Eisflussrichtung und Verbreitung aus der Einregelung von Geschieben in glazialen Sedimenten rekonstruiert wurde. Neben dem Feldseekar, im Nordosten des Seebucks (1448 m), speisten das Waldhof- und Wannekar, im NW und NE des Hochkopfs (1303 m) den Gletscher im Verlauf des Seebachs. SW vom Titisee liegt ein Kar am NE-Hang des Schuppenhörnles (1096 m). Über Transfluenzen wurde, zumindest aus dem Bereich des Feldseekares, das Eis nach Norden Richtung Breitnau abgelenkt. NE der Gipfelregion des Feldbergs befindet sich das Baldenweger Buck-Karoid. Während der heutige Sägenbach und Goldenbach dem Seebach tributär sind, hat sich der Gletscher nach NE in Richtung Hinterzarten bewegt. Interessant ist auch das Bistenkar, welches vom Eis der Feldbergregion durchflossen wurde und nach Beendigung der Transfluenz eine eigene Karvergletscherung ausgebildet hat (SCHREINER 1999). MEINIG (1977) teilt es in drei Kare auf und interpretiert die Eigenvergletscherung als Hanggletscher. Im Bereich der Hochfläche Weißstannenhöhe – Thurner liegt ein Karoid, welches eine eigene, wahrscheinlich sehr geringe, Vergletscherung der Ostseite der Hochfläche belegt (SCHREINER 1999).

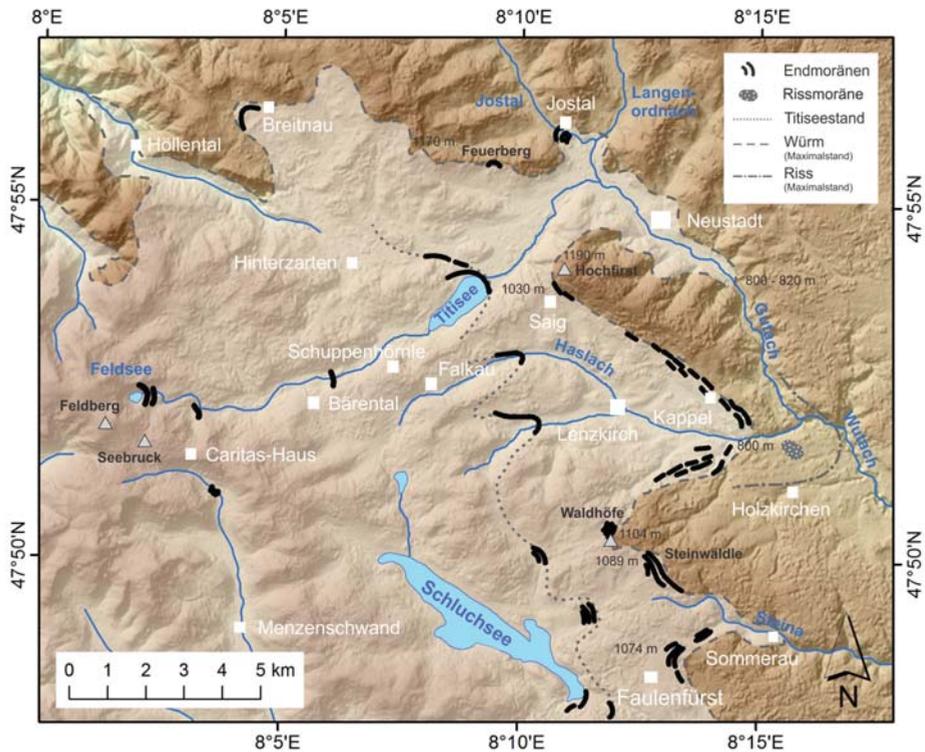


Abb. 3. Eisausdehnung während der Würm-Vergletscherung im Bereich des zentralen Südschwarzwaldes.
Fig. 3. Ice extent during the Würmian Glaciation in the central part of the southern Black Forest.

Das von STEINMANN (1902) eingeführte System gliedert die Vergletscherung des Südschwarzwaldes in eine I., II. und III. Phase, die an den gut erhaltenen Rückzugsständen im Seebachtal definiert sind (Abb. 3). Dieses System wurde später erweitert und es wurde versucht, die Gletscherhalte in andere Täler des Südschwarzwaldes zu projizieren.

Das **Würmmaximum** (Jostalstand) ist durch die Endmoräne im Jostal, einem tributären Seitental der Gutach, belegt (STEINMANN 1902). Der Seebachgletscher drang in die Täler des Josbachs und Langenordnachbachs ein und staute dort Seen auf, die MEINIG (1966) durch Deltasande und geschichtete Seeablagerungen nachweisen konnte. Er untergliedert in einen äußeren und inneren Jostalstand, der ein erstes Rückzugsstadium repräsentiert. Beide Stände bilden einen als Obere Neustädter Terrasse bezeichneten Schotterkörper aus. Ein dritter Endmoränenwall im Jostal wurde durch Kiesabbau abgetragen (MEINIG 1983). Die tiefstliegenden glazialen Sedimente im eigentlichen Seebachtal enthalten Erratika aus Bärhaldegranit, die während des Baus der Gutachtalbrücke freigelegt wurden (MEINIG 1983). HANTKE & RAHM (1976) geben die maximale Ausdehnung 3 km talabwärts an, nach MEINIG (1983) handelt es sich hierbei jedoch um fluviale Füllungen von Strudellöchern der Gutach, die heute 20 m über Flussniveau liegen. SCHREINER (1999) gibt noch einen weiteren Gletschervorstoß an, den er als „Äußerste Randlage der würmkaltzeitlichen Vergletscherung“ bezeichnet. Die Ablagerungen liegen bis zu 500 m außerhalb des Jostalstandes, so z.B. außerhalb der Breitnauer Moräne im Bereich der Breitnauer Kirche. Bei Alpersbach ist ein Endmoränenwall dokumentiert, der auf Grund der Symmetrie dem Feldberggletscher zugeschrieben wird (MEINIG 1977). Im Höllental ist kein Endmoränenwall erhalten. Eine Verlängerung von Niederterrassenprofilen ergibt eine Ausdehnung bis zum Hirschsprung in 600 m Höhe (STEINMANN 1896).

Den **Hölzlebruckstand** definiert MEINIG (1966) als ersten Rückzugshalt, begründet an einem Sander bei der Spiegelhalde. Dieser mündet in die Mittlere Neustädter Terrasse und korreliert wahrscheinlich mit der Föhrwaldendmoräne im Bereich Breitnau. Der Gletscher staute dort, ähnlich der Situation im Jostal, die Seitentäler auf, wodurch bis zu 25 m mächtige Seeablagerungen entstanden (MEINIG 1983, SCHREINER 1999). Neben dem Spiegelhalde-Sander wird noch die 12-14 m hohe und 250 m lange Föhrwald-Moräne, 1,4 km südlich der Breitnauer Kirche (MEINIG 1966), und die Baschihofmoräne (SCHREINER 1999) dem Hölzlebruckstand zugerechnet. Die Baschihofmoräne zeigt sich als „geschiebedurchsetzte Stauchsande eines 6 – 8 m hohen Walles“ (MEINIG 1983), ca. 400 m innerhalb der Föhrwaldmoräne. In der Talverengung bei der St. Oswald-Kapelle, nahe der Ravennabrücke im Höllental, gibt LIEHL (1982) einen gleichalten Rückzugsstand an.

Der **Titiseestand** lässt sich in drei Staffeln unterteilen (SCHREINER 1999). Die äußerste Titiseemoräne (Ti 1) verläuft ca. 1 km NW der Ortes Titisee und ist bis nach Hinterzarten verfolgbar. Sie entspricht wohl der 10 – 25 m hohen Birklehofmoräne bei Hinterzarten. Die heute durch Bebauung unscheinbare mittlere Titiseeendmoräne (Ti 2) ist westlich der Neubausiedlung als 5 – 10 m hohe Wälle erhalten. Der innere Titiseestand (Ti 3) bildet heute den Rand des Titisees. Am Nordende des Titisees liegen sandig-kiesige

Deltasedimente. Zudem steht die Kirche auf einem zugehörigen Wall, der sich im W und SW in drei bis vier Wälle auffächert. Im Löffeltal in der Nähe der Ravennaschlucht, im Talbereich des Höllentals, befinden sich auf 730 m flache Wälle, ähnlich den eigentlichen Titiseeablagerungen (ERB 1948). Die Rösslemoräne, die das Hinterzartener Moor in 885 m abschließt, wird ebenfalls zum Titiseestand des Höllentals gestellt (LIEHL 1982). Daraus ergibt sich eine auffällige Höhendifferenz von 145 m.

Den **Bärentalstand** begründet SCHREINER (1981) anhand einer Staffel von fünf Endmoränenwällen bei der Ortschaft Bärental, der der 1 km talauf noch zwei weitere Wallansätze folgen. Er bezeichnet sie als „stummelförmige Reste am südlichen Rand des Tals“ und setzt den Bärentalstand mit dem Falkaustand im Haslachtal (HAASE 1963) und dem Zipfelhofstand (SCHREPPER 1925) gleich. HAASE (1963) hatte die Moränen bei Falkau als eigenständigen Falkaustand zwischen Feldsee- und Zipfelhofstand eingeführt. Der Zipfelhofstand wurde erstmals durch LIEHL (1975) revidiert. Bei den von SCHREPPER (1925) als Endmoränen gedeuteten Ablagerungen handelt es sich um Felskuppen mit lückenhafter Bedeckung durch glaziale Sedimente. Zwei weitere Wälle in dem Bereich schreibt er, auf Grund der Symmetrie der Wälle, einem späteren Gletschervorstoß aus dem südlich gelegenen Wannekar zu. Dem Bärentalstand des nach Hinterzarten gerichteten Gletschers werden das Erlenbruckmoor und eine vermoorte Mulde NW des Mathislehofs (Oberzarten) zugerechnet (LIEHL 1982).

Der **Waldhofstand** wurde anhand der Endmoränenwälle bei der Waldhofwiese abgeleitet, die durch einen Gletscher geformt wurden, der aus dem südlich gelegenen Seitental des Seebachs über eine Transfluenz im Bereich des Caritashauses reichte (SCHREINER 1981). Sie wurden bereits durch ERB (1948) zwischen Zipfelhof- und Feldseestand gestellt. Dies wird durch palynologische und stratigraphische Untersuchungen an Mooren und Seen im Schwarzwald belegt (LANG 1975, 1984). Die basalen Seesedimente innerhalb des Waldhofstandes datieren in die älteste Dryas, die im Waldhofmoor in das Bölling und im Feldseemoor ins Alleröd (LANG 1984, Abb. 4). Aufgrund dieser Ergebnisse erhebt SCHREINER (1981) die Wälle zu einem eigenen Rückzugsstand. Im Seebachtal vermutet er den Waldhofstand in einem sehr schwach ausgeprägtem „Endmoränenstummel“ und einem von diesem ausgehenden Bogen. Am Wunderlehof im Sägenbachtal liegen mögliche Reste eines Endmoränenwalls. ERB (1948) zählt diese zum Zipfelhofstand, wohingegen LIEHL (1982) diese mit dem Waldhofstand in Verbindung bringt.

Der **Feldseestand** leitet sich von einem gut erkennbaren Endmoränenwall ab, der den namensgebenden Feldsee aufstaut. Außerhalb dieses inneren Wall es liegt das Feldseemoor, welches durch einen äußeren Wall umschlossen ist. Der Feldseestand des Gliederungssystems von STEINMANN (1902) wurde oft in einen äußeren und inneren Stand, entsprechend der beiden Endmoränenwälle, unterteilt. Nach METZ (1997) konnte J. Merkt durch Bohrungen im Feldsee, unter Nachweis der Laacher-See-Tephra, die auch im Feldseemoor enthalten ist (LANG 1984), ein allerödzeitliches Alter ermitteln (Abb. 4). Auf Grund des anscheinend geringen Altersunterschiedes fasst METZ (1997) beide Wälle zu einem Feldseestand zusammen.

Das **Seebuck-Nischenkar-Stadium** wurde durch ZIENERT (1973) eingeführt, welches im Seebachtal durch Karnischen mit Böden in 1330 und 1280 m Höhe oberhalb des Feldsees und am Baldenweger Buck belegt ist. Am besten ausgeprägt ist dieses Stadium im Zastler Loch durch die Endmoräne bei der Zastler Hütte in 1250 m (LIEHL 1982). Vermutlich entspricht dieses jüngste Stadium der jüngeren Dryas und korreliert mit dem Egesenstand der alpinen Vergletscherung (LANG 1984). In diesem Zusammenhang sind Hinweise zum Verhalten der Bewohner der östlichen und nördlichen Feldbergregion während des 19. Jahrhunderts von Interesse (Vetter 1996). Diese waren besorgt, der Feldberg könne wieder vergletschern und so wurde um 1840 in verschiedenen Schneelöchern im Sommer Schnee gepickelt, um eine Akkumulation zu verhindern. Selbst im Sommer des Jahres 1956 war der Feldberg nur drei Wochen vollständig schneefrei (Vetter 1996). Daraus lässt sich schließen, dass Klimabedingungen, die nur wenig kühler ausgeprägt waren als die kleine Eiszeit (15.-19. Jahrhundert), zu einer initialen Vergletscherung des Schwarzwaldes geführt haben könnten.

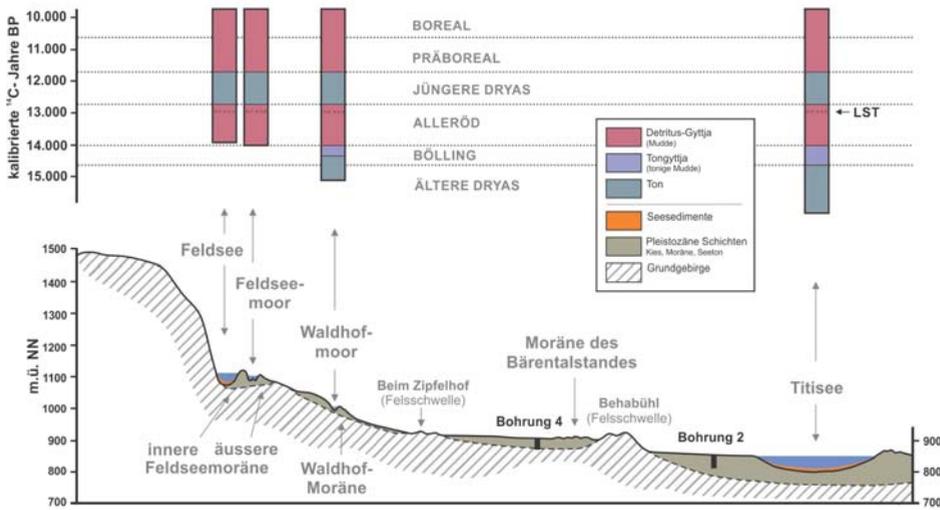


Abb. 4. Querschnitt durch die Geomorphologie des Seebachgletschergebietes mit den Ergebnissen von verschiedenen Seeborungen (verändert nach Mäckel 2014, basierend auf Daten von Lang 1975 und Schreiner 1990). **Fig. 4.** Transect of the geomorphology of the area of Seebach Glacier with the results of different lake drillings (modified after Mäckel 2014, based on data by Lang 1975 and Schreiner 1990).

3.2 Haslachgletscher

Das Einzugsgebiet des Haslachgletschers liegt zwischen dem des Seebachgletschers im Norden und dem Schluchsee- und Steinagletscher im Süden (Abb. 2, 3). Der topographisch höchste Punkt des Einzugsgebietes ist die Bärhalde (1317 m), von der aus sich der Haslachbach und der Schwarzenbach nach Osten einschneiden. Zudem schloss der Haslachgletscher auch das Ursee-, Raitenbucher- und Schwendbächletal in seine Eiskappe im Würmmaximum mit ein (SCHREINER 1991). Diese drei Täler entwässern in den Urseebach, welcher bei Lenzkirch in die Haslach mündet. Der Pflumberg (1101 m) wird als Nunataker aufgefasst, da erratische Geschiebe nur bis in 1080 m auftreten (SCHREINER 1991). Während des Maximums der letzten Kaltzeit nahm der Haslachgletscher eine Fläche von 53 km² ein (HAASE 1963). Der Oberlauf der Haslach speist sich aus zwei Quellmuldenkaren und einem Hochmuldenkar (HAASE 1963). Das Hochmuldenkar entwässert heute in den Ahabach im Einzugsgebiet der Schwarza. Im Oberlauf des Schwarzenbachs liegt ein Talschlusskar und im Urseetal ein Trogtalschluss (-kar). Zudem sind in den Oberläufen des Stoffelbachs im Raitenbucher Tal und dem Schwendbächletal karähnliche Formen erhalten (HAASE 1963).

Das Würmmaximum ist bei der Schleifenmühle in 800 m durch einen Übergangskegel zum Schotterfeld, welcher sich nach N in einer Seiten- bzw. Endmoräne talparallel fortsetzt, erhalten (HAASE 1963). Vom Hochfirst bei 1040 m ziehen die Seitenmoränen über 930 m bei Kappel hin bis zu 800 m bei der Schleifemühle. Die eigentliche Schleifemühle gibt es heute nicht mehr, oberhalb befindet sich heute das Gasthaus Löffelschmiede. Ungefähr in den Bereich Hochfirst-Saig stellt HAASE (1963) auch die Eiskappenbedeckung, von der die Talgletscher des Seebachs und der Haslach abzweigen. Auch nach SW setzt sich ein Doppelwall im Eichbühl in vier bis 300 m langen und 8 m mächtigen, gut erhaltenen Wällen bei Olpenhütte in 1100 m fort (SCHREINER 1991). Hier befindet sich auch die südliche Begrenzung zum Steinatal.

In einer Baugrube der Brauerei Rogg, 1,5 km innerhalb des Würmmaximums, war eine Abfolge aus Endmoräne, Übergangskegel und Kiesfeld aufgeschlossen. Diese Abfolge wird nach der Brauerei als Rogg-Stand bezeichnet. Nur 0,6 km weiter westlich schließt eine ähnliche Abfolge, die als Trenschenstand bezeichnet wird, an. Beim Lenzkircher Friedhof befinden sich mehrere kleine Hügel, die nach Aufschlüssen in Baugruben als Endmoränen des Hölzlebruckstandes aufgefasst werden (SCHREINER 1991). Bereits STEINMANN (1902) zählte Endmoränenwälle bei Falkaumatten oberhalb von Mühlingen zum Titiseestand. Diese sind durch HAASE (1961) ausführlich beschrieben.

Im Urseetal gibt es zwei Endmoränen, die dem Titiseestand zugerechnet werden (SCHREINER 1991). Die Untere, Pulverhaus- oder Ursee-Endmoräne genannte, ist durch eine zungenbeckenartige Mulde, in welcher der Ursee liegt, auf 830 m gekennzeichnet. Unterhalb der gut ausgebildeten Wallform schließen sich kleine Terrassen an, die bis nach Lenzkirch verfolgbar sind. Die Obere Endmoräne liegt als Querwall im Tal, den SCHREINER (1981) aufgrund der niedrigen Lage in 847 m und der wohl im Bärenatalstand abgebro-

chenen Verbindung zum Haslachgletscher ebenfalls dem Titiseestand zuordnet. Ob in diesen Bereichen noch eine Eigenvergletscherung bestand, ist nicht geklärt. Denkbar wäre auch ein Szenario, in dem ein kleiner Gletscher im Trogtalschluss des Urseetals erhalten war, der die Endmoräne in 847 m bildete. Diese ließe sich über Betrachtungen der Zusammensetzung der oberen Urseeendmoräne klären (vgl. Raitenbucher Wälle – Bärhaldegranit). Gleiches gilt für die sechsteilige Endmoränenstaffel im Raitenbucher Tal (SCHREINER 1981). Diese enthält Bärhaldegranit, wodurch eine Verbindung zum Haslachgletscher nachgewiesen ist. Aufgrund der Höhenlage von 920 – 980 m hält Schreiner es für unwahrscheinlich, dass das Raitenbucher Tal im Bärenentalstand noch mit Eis versorgt wurde.

In der Neuaufnahme der GK25 Blatt 8114 Feldberg differenziert SCHREINER (1981) eine fünfteilige Staffel des Bärenentalstands. Der äußerste, 10 m hohe Wall liegt in Mittelfalkau. An diesem Wall definierte HAASE (1963) den Falkaustand. Der innerste Wall bildet den Nordrand des Windgfällweihers. Im Schwarzenbachtal oberhalb Altglashütten (HAASE 1963) und im Haslachtal bei Neuglashütten (SCHREINER 1981) liegen auf ca. 1050 m relativ gut ausgebildete Endmoränen. Im Schwarzenbachtal liegt, 400 m innerhalb der Endmoräne des Waldhofstandes, eine undeutliche Endmoräne auf 1100 m, die dem äußeren Feldseestand zugerechnet wird. Im Haslachtal könnte dieser Rückzugshalt in umgelagertem glazialen Sediment auf der Nordseite und einem Felsriegel auf der Südseite erhalten sein (HAASE 1963). Leider sind die Ablagerungen im Haslachtal nicht genauer beschrieben, weshalb nicht ausgeschlossen wird, dass es sich hierbei um die von SCHREINER (1981) zum Waldhofstand gerechnete Endmoräne handelt. Das Miniaturkar wird in 1275 m Höhe von einer Endmoräne abgeschlossen, die entweder als Bildung des Feldseestandes oder des jüngsten Stadiums interpretiert wird (HAASE 1963). LIEHL (1982) ordnet diesen Stand dem äußeren Feldseestand zu. Dieser liegt 125 m höher als alle anderen beschriebenen Stände des äußeren Feldseestandes. Die Bildungen des jüngsten Stadiums gibt LIEHL (1982) zwischen 1200 und 1330 m an.

3.3 Schluchseegebiet

Das Schluchseegebiet liegt im SW des Feldbergs, die Wasserscheide zum Albgebiet verläuft vom Klingelefelsen (1275 m) nach SE über die Schnepfhalde (1282 m). Nach NW schließt sich das Einzugsgebiet der Haslach an (Abb. 2). Im Bereich des unteren Schluchsees spaltete sich der Gletscher in das Schwarza-, Mettma- und Steinatal auf. Im Zentrum des Gebietes liegt der namensgebende Schluchsee, der 1934 aufgestaut wurde. SE der Bärhalde liegt der nach Osten exponierte Trogtalschluss des Haupttales, aus dem der Ahabach entspringt. Im Gebiet des Schluchseegletschers sind keine gut ausgebildeten Karformen beschrieben.

Im Schwarzatal ist die maximale Eisausdehnung durch Sediment mit Fremdgehoben und Flankengerinne bei Brenden in 880 m gekennzeichnet. Im Mettmatal liegt ein Endmoränenwall 1 km westlich Grafenhausen bei der Schaffhauser Säge in 860 m. Dieser wird, über 3 km talaufwärts bis in 940 m, von drei bis vier Rückzugshalten fortgesetzt,

welche aus Endmoränen, Seitenmoränen, Schotterfeldern und Flankengerinnen abgeleitet sind (SAWATZKI 2005). Im Kammscheitelpunkt zwischen Mettma- und Steinatal ist eine 0,4 km breite Schar von fünf Endmoränenwällen in 1074 m NE des Orts Faulenfürst erhalten. Im eigentlichen Talgebiet der Steina ist die maximale Ausdehnung durch einen Endmoränenhügel in 870 m in Sommerau markiert (SCHREINER 1991).

Der Schluchsee war vor seiner künstlichen Aufstauung ein durch eine Moräne in 900 m aufgestauter Zungenbeckensee (BRILL 1932). Diese Moräne riegelte den ursprünglichen Schluchsee zum Schwarzatal ab. Im Mettmatal definiert SCHREINER (1991) anhand von Endmoränen analog zum Titisee drei Phasen. Die äußerste Endmoräne ist 5 m hoch und als Doppelwall ausgeprägt. Die mittlere, ein 10 m hoher Wall, befindet sich bereits im heutigen Schluchsee und wurde beim Bau der Staumauer größtenteils abgebaut. BRILL (1932) beschreibt eine liegende Falte und Stauchungen des Bändertons. Die Stauchmoräne hat er auch photographisch festgehalten. Den innersten 3 m hohen Wall skizziert BRILL (1932) mit einer 1,5 m mächtigen Tonschicht überlagert, die im ursprünglichen Schluchsee abgelagert wurde. Die Eisrandlage des Titisees lässt sich nach SCHREINER (1991) auch im Fischbach- und Dresselbachtal weiterführen, auch hier zeigen sich mindestens zwei Wälle im Fischbachtal und eine typische Dreier-Staffel im Dresselbachtal. Beide Täler wurden durch das eindringende Eis, ähnlich dem Jostal, aufgestaut, wobei im Fischbachtal nur der Talbereich des Hinterhäuser Beckens aufgestaut wurde. Der Rest war noch vom Gletscher eingenommen.

Bei Unterkrummen in 905 m innerhalb des heutigen Schluchsees liegen bogenförmige Wälle, die dem Bärentalstand zugerechnet werden. Auch im Tal des Krummenbachs sind in 1060 m Endmoränenreste erhalten (SCHREINER 1981). Die letzten Relikte der Vergletscherung im Tal des Ahabachs sind asymmetrische Endmoränenwälle in 970 bis 980 m westlich Oberaha, die dem Waldhofstand zugeschrieben werden.

3.4 Albgletscher

Der Albgletscher hat seinen Ursprung in zwei übergeordneten Talsystemen, der Menzenschwander und der Bernauer Alb (Abb. 2). Die Menzenschwander Alb, deren Einzugsgebiet beim Zeiger – südlich des Feldbergs – beginnt, sowie der Krunkelbach, welcher von der Ost-Flanke des Herzogenhorns kommt, bilden das Talsystem der Menzenschwander Alb. Die Bernauer Alb entspringt am Felsenkopf-Kamm, südwestlich des Herzogenhorns. Diese beiden Flusssysteme vereinigen sich ca. 1,5 km SE von Bernau. Betrachtet man die Erstreckung vom Feldberg, so geht diese nach SE. Wichtige Transfluenzen sind am Präger Eck (1104 m) ins Wiesetal nach Westen, bei Häusern und Muchenland zum Schluchsee- bzw. Schwarzagletscher, am Roten Kreuz (1086 m) und zwischen Farnberg und Markstein ins Wehratal und östlich respektive südlich des Marksteins ins Ibach- und Lindauer Schwarzenbächletal. Auch haben zum Würmmaximum einige Felskuppen aus der Eiskappe herausgeragt, so z.B. der Blößling (1309 m) und der Hohe Zinken (1241 m) (SAWATZKI 1992).

Die eindeutigsten Kargebilde befinden sich im Einzugsgebiet der Menzenschwander Alb mit dem Kriegsbackkar am Osthang des Herzogenhorns (1415 m) und dem Scheibenlechtenmoos am Osthang des Spießhorns (1349 m). Weitere Kare und Karoide, wobei Karoide hier auf Grund der gemeinsamen Darstellung von Karoiden und Firnmulden durch SAWATZKI (1992) auch Firnmulden und Schneegruben nach LIEHL (1982) umfasst, finden sich in dem Oberlauf der Flüsse, die von Osten zur Alb fließen. Im Bereich der Bernauer Alb sind das von Norden nach Süden: Sägenbächle, Stempfelbächle, Sägenbach, Rönischbächle und das Schwarzenbächle. Weiter im Süden unterhalb des Zusammenflusses von Bernauer und Menzenschwander Alb fließt noch das Steinenbächle der Alb zu. Die Orientierung der gelisteten Täler steht fast senkrecht auf der Eisbewegungsrichtung des Albtalgletschers zum Würmmaximum.

Die Endmoränenbildungen in den Nebentälern sind ausführlich in HANTKE & RAHM (1976) und SAWATZKI (1992) beschrieben, weshalb nur auf einige Bildungen der Nebentäler zur Verdeutlichung des Eisrückzuges eingegangen wird. Im Maximum der letzten Kaltzeit reichte das Eis bis zu einem gut erhaltenen Endmoränenwall bei Niedermühle in 630 m (SAWATZKI 1992). ERB (1948) beschreibt diesen als sehr frisch und gliedert ihn, auf Grund des kaum verwitterten Tills, zur Würm-Kaltzeit. Im eigentlichen Albtal sind keine weiteren Zwischenstände belegt, jedoch sind diese, wie eingangs erläutert, in verschiedenen Seiten- und Nebentälern dokumentiert. Eine eindeutige Zuordnung der Ablagerungen zwischen Würmmaximum und Titiseestand, bspw. zum Hölzelbruckstand oder den Rückzugsstadien des Haslachtales, wurde nicht vorgenommen.

Dem Titiseestand des Albgletschers ordnen HANTKE & RAHM (1976) Wälle im heutigen Stadtgebiet St. Blasiens und Moränenstaffeln auf der linken Talflanke zu. SAWATZKI (1992) sieht in dem bebauten, auf einem Felssporn zwischen Steinenbächle und Alb gelegenen Gebiet keine erkennbaren Moränenwälle erhalten. Als Referenz für den Titiseestand gibt SAWATZKI (1992) Ablagerungen im Geisbächletal an, in dem die Situation vergleichbar mit dem Jostalstand ist. Hinter Seitenmoränenwällen in 900 – 980 m, welche durch den in das Geisbachtal eindringenden Albtalgletscher abgelagert wurden, wurde der Geisbach zu einem See aufgestaut. Bin mir nicht sicher ob man sagen kann, dass der Geisbach einen See aufstaut. Er wird ja vielmehr aufgestaut zu einem See. Die Eisstauseeablagerungen liegen in verschiedenen Höhenniveaus auf 950 m, 980 m und 995 m. Auf 1010 m liegt ein weiteres unsicheres Vorkommen (SAWATZKI 1992). Im Steinenbächletal beschreiben HANTKE & RAHM (1976) mehrere Endmoränenwälle eines eigenständigen Steinenbächle-Gletschers. Geschiebezählungen ergaben jedoch, dass Bärhalde- und Schluchseegranit enthalten sind, wodurch ein Transport aus NE, und nicht ein einem Steinenbächle-Gletscher entsprechender Transport von Westen, belegt ist (SAWATZKI 1992).

Der Begriff Kaiserhausstand wurde durch SAWATZKI (1992) eingeführt. Er umfasst zwei Rückzugsstände, welche durch einen Vorstoß des Menzenschwander Albgletschers abgelagert wurden. Das glaziale Material, welches 1 - 2 km talaufwärts des Zusammenflusses von Menzenschwander und Bernauer Alb im Bernauer Albtal liegt, enthält

Schluchseegranit, welcher nur aus dem Liefergebiet der Menzenschwander Alb kommen kann. Hieraus wird das Eindringen des Menzenschwander Albgletschers in das Bernauer Albtal belegt. Dies wird gestützt von der Beobachtung, dass der Menzenschwander Gletscher mächtiger als der Bernauer Gletscher war. Die Gletschermächtigkeit wurde anhand hochliegender Moränen ermittelt, und zeigt ein Verhältnis von 400 m zu 200 m (SCHREINER 1981). Somit ist davon auszugehen, dass der Bernauer Gletscher entweder nicht so weit herabreichte oder vom Menzenschwander abgedrängt wurde. Die eigentlichen Wälle liegen östlich von Unterlehen in 870 – 890 m, bei Kaiserhaus in 930 - 950 m, bei Glashof in 835 – 855 m und im Brunnenstubenwald bei 850 – 870 m (SAWATZKI 1992). SAWATZKI (1992) ordnet die Kaiserhausablagerungen einem Stand jünger als Titisee-, z.B. Bärentalstand, zu.

Die schwach ausgeprägten Moränenwälle bei Menzenschwand-Vorderdorf werden von SCHREINER (1981) zum Bärentalstand gezählt, wobei er sich auf die Eingliederung von HANTKE & RAHM (1976) zum Zipfelhofstand bezieht. Somit ergibt sich ein Widerspruch zu SAWATZKI (1992), der den Bärentalstand in den Kaiserhaushalten vermutet. Zudem sei erwähnt, dass HANTKE & RAHM (1976) und SCHREINER (1981) Ablagerungen der Bölling-Zeit im Scheibenlechtenmoos nach LANG (1975) zitieren, die dem Waldhofstand entsprechen. LANG (1984) hingegen gibt einen allerödzeitlichen Sedimentationsbeginn an. Dies spiegelt sich auch auf seiner Übersichtskarte wieder, in der Scheibenlechtenmoos und Feldseemoor als gleichalt einstuft werden. Somit wäre ein Gletschervorstoß aus der Region des Spießhorns während des Waldhofstandes denkbar. Dies hätte auf Grund der Lage der Endmoränen die Menzenschwander Alb aufgestaut. Seeablagerungen oberhalb des Gebietes sind jedoch nicht bekannt, was die Zuordnung erschwert. Denkbar wäre auch eine Zuordnung zum eigentlichen Menzenschwander Albgletscher im Waldhofstand. Dies würde implizieren, dass die zwei bis drei breit abgeflachten Endmoränen im Gewann Neumatt, die dem Waldhofstand zugerechnet werden (SCHREINER 1981), älter sind.

Im Bernauer Albtal liegt bei Bernau-Hof um 930 m ein Moränenvorkommen, welches von HANTKE & RAHM (1976) für jünger als der Falkaustand angesehen wird. Zum gleichen Alter stellen die Autoren Wälle östlich der Wacht um 970 m im Sägenbächletal. Weitere Bildungen, die sich nicht genauer einordnen lassen, liegen SW des Herzogenhorns, östlich des Hohenfelsens (1253 m) in ca. 1000 m und östlich des Präger Eck (1095 m). SAWATZKI (1992) stellt die Ablagerungen zum Waldhofstand.

Im Bereich der Menzenschwander Kluse liegen die drei Endmoränenwälle (SCHREINER 1981), die ähnlich denen des Feldsees sehr gut ausgebildet sind (Abb. 5). Die Hügel werden vom innersten zum äußersten flacher. Interessant ist auch die Höhenlage von 960 - 970 m, die rund 140 m unter der des Feldsees liegt. Hier bezieht sich SCHREINER (1981) auf LIEHL (1975), der das größere Einzugsgebiet der Kluseendmoränen als Grund für die niedrige Lage hervorhebt. Drei markante Endmoränenwälle befinden sich auch im Krunkelbachzweig in 900 – 960 m (HANTKE & RAHM 1976). Ebenso sind noch die Wälle um das Kar im Scheibenlechtenmoos zu nennen (LANG 1984). Der innere Feldseestand

entspricht der Karvergletscherung im Kriegsbachkar am NE-Hang des Herzogenhorns mit einem Boden auf 1150 m. Eine noch jüngere Phase könnte dem Karoid oberhalb des Kriegsbachkars in 1310 m entsprechen (LIEHL 1982).

3.5 Der Hotzenwald

Das hier als Hotzenwald bezeichnete Gebiet reicht von St. Blasien im Norden bis zum Rhein im Süden. Nach Westen ist es durch die Täler der Wiese und nach Osten durch das Schwarzatal begrenzt. Diese weit gefasste Definition des Hotzenwaldes erlaubt es, die Täler Wehra, Murg, Schwarzenbächle und Ibach zu erfassen, auch wenn die Wehra nicht im engsten Sinne zum Hotzenwald gehört. Wehra und Murg fließen direkt in den Rhein, wo hingegen das Schwarzenbächle und der Ibach über die Alb in den Rhein fließen. Das gesamte Gebiet stand zum Würmmaximum unter dem Einfluss des Albgletschers, welcher über Transfluenzen oder als vereinigte Eiskappe mit dem Hotzenwald verbunden



Abb. 5. Blick vom Wanderweg nahe des Caritas-Hauses am Feldberg nach Süden ins Tal von Menzenschwand. Im Vordergrund sind zwei ausgeprägt Endmoränenwälle zu erkennen (Foto: Sven Lukas). **Fig. 5.** View from the hiking trail near the Caritas-Haus at Feldberg towards the south into the valley of Menzenschwand. Two well-developed terminal moraine ridges are visible in the foreground (photo: Sven Lukas).

war. In den Tälern von Wehra, Murg und Höllbachtal sind keine umfassenden Relikte von Rückzugsständen dokumentiert, weshalb hier nur der Würmmaximalstand genannt wird. Im Wehratal liegt dieser bei 680 m, ungefähr 700 m SW von Todtmoos Au (LESER 1979). Im Murgtal liegt das Würmmaximum bei Giersbach in 870 m und im Höllbachtal unterhalb von Hartschwand bei 760 m (REICHELT 1961).

Das Einzugsgebiet des Ibachs ist im Norden durch den Kamm zwischen Markstein (1168 m) und Brendenkopf (1097 m) begrenzt. Nach Westen zum Lindauer Schwarzenbächle und nach Osten zur Alb wird das Tal von N-S verlaufenden Kämmen mit Höhen zwischen 1100 m und 950 m begrenzt. Das Lindauer Schwarzenbächle wird nach Westen von einer ähnlich hohen Kammlinie eingefasst. Südlich des Schwarzenbächles und vor allem unterhalb des Zusammenflusses von Ibach und Schwarzenbächle liegt das parallel verlaufende Tal des Höllbachs. Das Höllbachtal ist durch REICHELT (1960) beschrieben und mit dem Ibachtal verglichen worden. Die einzige dokumentierte Karform ist eine Schneegrube bei Loch im Oberlauf des Ibachs (LIEHL 1982). Das Fehlen von Karen kann sowohl durch die südexponierte Lage der Täler, als auch durch die starke Nahrung des Gletschers durch den Albgletscher erklärt werden.

Zu den Gletscherrückzugsstadien im Ibach- und Schwarzenbächletal gibt es im Wesentlichen zwei Modelle. Diese sind durch REICHELT (1961) sowie HANTKE & RAHM (1977), die von einer Eigenvergletscherung der beiden Täler während des Eistrückzuges ausgehen, und durch SAWATZKI (1992), der von einem von Transfluenzen am Markstein (1168 m) abhängigen Gletscher ausgeht, definiert. Kurz oberhalb der Mündung des Ibachs in die Alb liegt das Zungenende des Ibachgletschers in 600 m bis 620 m, welches u.a. durch Hangablagerungen südlich des Schlossfelsens in 760 m und an der Sägehalde auf 640 m belegt ist (REICHELT 1961). Morphologisch zeigt sich ein deutlicher Wechsel von Trogtal zu Kerbtal hinter einer Talenge (REICHELT 1960). Nach SAWATZKI (1992) finden sich in dem Gebiet zudem wallartige Moränenreste. Unterhalb des Zusammenflusses von Schwarzenbächle und Ibach, bei der Bruger Säge, liegen noch 10 m hohe Wallbildungen in 760 m, die dem Hölzlebruckstand zugeordnet werden (HANTKE & RAHM 1977). Nach SAWATZKI (1992) gehören die Wälle zu einer zweiten Phase des Würmmaximums. Dadurch ergibt sich eine Höhendifferenz von ca. 150 m zwischen den Würmmaximalständen an der Bruger Säge und der Sägehalde. Die Bruger Säge liegt rund 3 - 4 km talaufwärts von der Sägehalde. Auf Grund ihrer Lage scheint eine Zuordnung der Wälle bei der Bruger Säge zum Maximalstand schwierig.

Bei Moos befinden sich in 910 m breite, wallförmige Bildungen und Seitengerinne am östlichen Südrand des Ibacher Zungenbeckens, die mit Resten einer Schotterterrasse verknüpft sind (SAWATZKI 1992). Anhand von Flankengerinnen können diese bis zu Seitenmoränen des Albgletschers im Höllenbächletal weiterverfolgt werden. SAWATZKI (1992) ordnet die Ablagerungen als eindeutig älter als Titiseestand ein. REICHELT (1961) sieht die Ablagerungen als Teil einer Endmoränenstaffel, die nach innen blockreicher und bis zu 10 m hoch wird und in 870 – 910 m liegt. Er ordnet diese als den ersten Bildungen des Titiseestandes zu.

In den felsigen Buckeln aus Lockermaterial mit Flankengerinnen bei Unteribach in 950 m (REICHELT 1961) sieht SAWATZKI (1992) einen flachen Moränenwall von 945 bis 980 m. REICHELT (1961) und HANTKE & RAHM (1977) ordnen die Ablagerungen der Endphase des Titiseestandes zu. Die damals nicht aufgeschlossene, zwischen dem Ibacher und Oberibacher Seitental liegende Formation, konnte SAWATZKI (1992) als Gneisfelsrippen identifizieren.

Der letzte Stand liegt bei der Kohlhütte in 1040 m bis 1050 m Höhe. Hier sind mehrere ausgeprägte, durchbrochene Wälle beschrieben, die von HANTKE & RAHM (1977) zum Bärentalstand und von SAWATZKI (1992) zum Titiseestand gestellt werden. Ursprung der unterschiedlichen Ansichten ist das Ausmaß der Eigenvergletscherung des Ibachtals. So geht SAWATZKI (1992) davon aus, dass die 1,5 km talauf liegende, rund 100 m höhere und nach SE exponierte Hohlform zu klein ist, um die markanten Wälle bei der Kohlhütte zu bilden.

Oberhalb des Zusammenflusses mit dem Ibach befindet sich im Tal des Lindauer Schwarzenbächles in 890 - 900 m eine gut erhaltene bogenförmige Endmoräne bei der Schwarzen Säge. Diese wird ca. 1 km innerhalb, in der Nähe der Einmündung des Silberbrunnenbächles in 900 – 910 m, von einem zweiten Bogen umgeben (REICHELT 1961). SAWATZKI (1992) beschreibt die Ablagerungen als breite Hügel aus glazialen Material ohne Wallform. Direkt oberhalb beschreibt REICHELT (1961), zwischen der Moräne am Silberbrunnenbächle und dem Brunnmättlemoos, bis zu 10 m hohe Wälle und Hügel in unübersichtlichem Waldgebiet. SAWATZKI (1992) sieht hier Flankengerinne und lokale Geschiebeanhäufungen bis in 980 m.

REICHELT (1961) fasst die Ablagerungen zum Titiseestand zusammen. Hier fällt auf, dass die Ablagerungen im Ibachtal zum inneren Stand an Deutlichkeit gewinnen sollen, wo hingegen im Schwarzenbächletal die Deutlichkeit nach innen abnimmt. Den letzten Rückzugshalt sehen HANTKE & RAHM (1977) südlich des Marksteins, als Moränenrest in 1050 m, angedeutet. Dieser wird dem Bärentalstand, entsprechend der Kohlhütte-Endmoräne im Ibachtal, zugeordnet. Abgesehen von der Würmmaximallage bestehen große Unterschiede zwischen den Ansichten der Bearbeiter. Vor allem, was den zeitlichen Ablauf der Transfluenzen und die Zuordnungen zu den Rückzugsständen angeht, scheint hier noch einiges an Klärungsbedarf vorhanden. SAWATZKI (1992) beschreibt zusammenfassend die Ablagerungen im Ibachgebiet als nicht befriedigend korrelierbar mit den Gletscherständen des Alb- oder des Gutachtals.

3.6 Wiesegletscher

Das Wiesetal erstreckt sich vom Feldberg (1493 m) nach SW (Abb. 2). Nach Norden ist das Einzugsgebiet durch die Kammregion Felberg-Haldenköpfe (1266 m) vom Einzugsgebiet der Brugga abgegrenzt. In östlicher Richtung über den Kamm Grafenmatt (1377 m) – Herzogenhorn (1415 m) - Blößling (1309 m) grenzt das Gebiet der Bernauer Alb an. Im Wesentlichen lassen sich zwei große Teilbereiche unterscheiden. Diese sind

der eigentliche Wiesegletscher, der den SW des Feldbergs und die SE-Grenze des Schauinsland-Trubelsmattkopf-Gebietes abdeckt und der Präggletscher SSE des Herzogenhorns. Eine Verbindung nach Westen zum Gebiet des Belchen (1414 m) wird über Nebentälern wie das Aiternbachtal vermutet (SCHREINER 2011).

Typische Kare sind im Bereich des Wiesegletschers nur oberhalb von Fahl im oberen Wiesetal und im Bereich des Mollenbachs W des Bernauer Kreuzes (1154 m) ausgebildet. Das Zimmerwinkelkar, östlich des Passes am Bernauer Kreuz, war zum Würmmaximum ein Durchfluskar, das im Bereich des genannten Kars von Eis aus dem Albgletscher durchflossen wurde. In späteren Phasen ist eine eigene Karvergletscherung durch einen 500 m langen Endmoränenwall belegt (SCHREINER 2011).

Die Eisrandlage der letzten Kaltzeit wird im Bereich Mambach-Atzenbach vermutet, wodurch sich eine Gletscherlänge von 22 km ergibt (SCHREINER 2011). Das am weitesten südlich belegte Tillvorkommen liegt bei Mambach (GÖLLER 1952). Dies wird durch Neufunde von Grund- und Seitenmoräne am linken Talhang in 670 – 680 m bestätigt (SCHREINER & SAWATZKI 2000). Aufgrund der Hochlage der Funde wird vermutet, dass das Eis bis Atzenbach in knapp unter 500 m gereicht hat.

Im Bereich der Zuflüsse von Westen aus dem Belchen-Gebiet bildeten sich im Würmmaximum und während der ersten Rückzugsstadien Stauseen aus. Diese stauten von Süden nach Norden den Böllenbach, den Haldsmattbach im Stausee von Schönenberg, den Aiternbach und den Wiedenbach im Stausee Utzenfeld-Kessel. Aus Seitengerinnen, welche die Stauseen untereinander verbunden haben, werden vier Gletscher-rückzugsstände konstruiert (SCHREINER 2011). Diese werden mit den drei Ständen im Haslachtal (Rogg-, Trenschele- und Lenzkircher Friedhof- bzw. Hölzlebruckstand und Titiseestand) korreliert. Während der vier Phasen bildeten sich analog zum Gletscher-rückzug und sukzessiv sinkender Stauseehöhe vier Umfließungsrinnen bzw. Überläufe zwischen den Stauseen aus. In der Talsohle treffen diese in Niederhepschingen, Kastel und südlich Wembach auf die Wiese.

Im Titiseestadium sind die Gletscherströme aus Präg- und Wiesetal bereits geteilt, wobei der Präggletscher mächtiger war und tiefer ins Tal hinabstieß (SCHREINER 2011). Der Prägbachgletscher reichte in etwa bis Aitern, wo heute nicht mehr erkennbare Wälle mit Stauchung aus SE lagen, die von Bändertonen mit 145 Warven unterlagert wurden (GÖLLER 1955). Eine ähnliche Abfolge liegt auch bei Bischmatt (GÖLLER 1952) und wird von SCHREINER (2011) als gleichalt eingestuft. Der Wiesegletscher endete vermutlich in der Talenge südlich Todtnau. Zwischen Wiese- und Prägbachgletscher liegt im Titiseestand das Schlechtbauer Becken. In diesem ist ein durch den Prägbachgletscher aufgestauter See aus Schmelzwässern des nördlich endenden Wiesegletschers durch 45 m hohe Hügel aus Deltasedimenten belegt (SCHREINER 2011). Östlich von Todtnau in 660 m beschreibt ZIENERT (1973) einen teilweise aus Festgestein aufgebauten Wall, welchen er dem Titiseestand zurechnet. Dies wird von SCHREINER (2011) abgelehnt, der hier keinen Endmoränenbogen belegt sieht.

Bei Brandenburg im Wiesetal findet sich ab 770 m ein deutlicher Endmoränenwall, im Roten Wiesetal liegen zwischen 900 m und 950 m Endmoränen und im Prägtal liegt 1 km östlich des Sengalenkopfes (1208 m) eine Endmoräne in 870 – 890 m. Diese drei Endmoränen sind vermutlich dem Bärenstalstand zuzuordnen (SCHREINER 2011). Im Schönenbachtal nördlich Muggenbrunn in 1040 m liegen nach SCHREINER (2011) noch zwei weitere Endmoränenwälle, die jedoch keinem Rückzugsstand zugeordnet sind. Die höchste Endmoräne im Wiesetal liegt bei Fahl auf 900 m und wird dem äußeren Feldseestand zugerechnet.

3.7 Belchengebiet

Das Belchengebiet wurde im Wesentlichen von RAHM (1987) bearbeitet. In allen vom Belchen (1414 m) ausgehenden Tälern finden sich Spuren glazialer Formung. Am stärksten ausgeprägt sind diese, wie in den meisten Tälern des Schwarzwaldes, in den nach Osten und Norden entwässernden Tälern (Abb. 2). Die Täler auf der West- und Nordseite des Belchens besitzen eine sehr hohe Reliefenergie, bspw. fällt das Starkenbrunnental auf 2,5 km Länge 900 m Höhenmeter ab. Im Folgenden wird das Stampfbächletal, im Oberlauf des Neumagens im Münstertal gelegen, das Tal des Wiedenbachs und das Multener Gletschergebiet mit dem Aiternbach behandelt. Die beiden Letzten liegen im Einzugsgebiet des Wiesegletschers, wobei eine Verbindung der in den genannten Tälern gelegenen Gletscher nicht eindeutig belegt ist. Durch Berechnungen der Schneegrenzen ist nur im Multener Gebiet ein Kontakt der Vergletscherungen zu erwarten (SCHREINER 2011).

Das Obermünstertal erstreckt sich vom Belchen aus in NNE Richtung. Der Gletscher wurde hier aus den Karoiden bei Ober- und Unterneuhof, NNW des Heidstein (1274 m), und den Tälern des Kaltengrunds und Glashofsbachs genährt. Im Kaltengrundtal und Glashofbachtal sind, mit dem Küstelwald- und Glashofkar, typische Kare (LIEHL 1982) mit Endmoränenabschluss (SCHREINER 2011) erhalten. Das tiefliegendste bekannte glazigene Material im Talbereich des Stampfbächles liegt bei Spielweg in ca. 500 m Höhe. Hier befinden sich ausgespülte, komponentengestützte Blockansammlungen, die als umgelagertes glazigenes Material gedeutet werden (SCHREINER 2011).

Das Einzugsgebiet des Wiedenbachtals ist durch die Kammlinie Trubelsmattkopf (1284 m) – Hörnle (1187 m) und den Pass am Wiedener Eck zum Obermünstertal begrenzt. Im Oberlauf des Wiedenbachs befinden sich drei Hochtäler mit Grundmoränenbedeckung, wobei eine Verbindung zwischen dem Hochtalbecken Ungenwieden in 900 - 1000 m und dem von Wieden in 780 - 880 m nicht belegt ist (SCHREINER 2011). Im Hochtal von Rollsbach auf 820 - 900 m lag nach Schreiner vermutlich eine eigenständige Karvergletscherung, aus dem Karrichter SW des Rollspitz (1236 m) (LIEHL 1982), vor. Im Wiedener Hochtalbecken sind nach SCHREINER (2011) sowohl das Mittenbachkar als auch das Fuchsgräblekar gut ausgebildet, während RAHM (1987) nur das Fuchsgräblekar als gut erhalten ansieht.

Die tiefstliegenden Geschiebe des Wiedenbachgletschers liegen bei der Wiedener Säge in 760 m (SCHREFFER 1931). RAHM (1987) nimmt aufgrund von einer in Ost-Expo-

sition für das Würmmaximum berechneten Schneegrenze von 950 m ein Treffen mit dem Wiesegletscher an und korreliert die Ablagerungen bei der Wiedener Säge mit dem Titiseestand. Hieraus ergibt sich ein Gletscherende unterhalb 700 m. SCHREINER (2001) berechnet mit der Höfer'schen Methode und einer Kammumrandung in 1160 m eine Schneegrenze von 960 m für die Geschiebe der Wiedener Säge. Er stellt die Ablagerungen zum Würmmaximum und lehnt ein Treffen von Wiese- und Wiedenergletscher ab. In Resten glazigenem Sediments nahe den Neßlerhäusern in 875 m und in der Moräne oberhalb von Ungenwieden in 960 m sieht RAHM den Bärenalstand. Die Endmoräne oberhalb von Ungenwieden und S Kellerhaus ist 10 m hoch und teilweise als Doppelwall ausgebildet (SCHREINER 2011). Die Karendmoräne im Fuchsgräblekar stellt RAHM (1987) zum Waldhofstand. SCHREINER (2011) ordnet die Ablagerungen in den Nebentälern keinem Rückzugsstadium zu und erwähnt auch keinen Rückzugshalt oder Endmoränenrest bei den Neßlerhäusern.

Das Multener Gebiet liegt östlich der Kammlinie Belchen (1414 m) – Heidstein (1274 m). Über den Aiternbach entwässert das Gebiet zur Wiese hin. Analog dazu ist auch die Vergletscherung anzunehmen. Östlich der Kammlinie befindet sich ein Kar im Talschluss des Gfällwasserbächles und zwei Karoide im Rübgartenbächle- und Dietschelbachtal. Östlich des Hochtannen (1248 m) fließt der Hintergrundbach, in dessen Tal sich ebenfalls glazigenes Material findet (SCHREINER 2011). Aufgrund der vermuteten Schneegrenzen wird der Kontakt zum in das Tal eindringenden Wiesegletscher bei Holzins Haus in 800 m angenommen (RAHM 1987). Auf der linken Talseite bei Untermulden liegen hohe Moränenhügel, die als Mittelmoräne zwischen dem Dietschelbachgletscher und dem Hauptgletscher im Titiseestand interpretiert werden (RAHM 1987). In 1000 - 1020 m befinden sich auf der linken Talseite drei flache, mit Blöcken besetzte Endmoränenwälle (SCHREINER 2011), die, mit einer Schneegrenze auf 1250 m, zum Waldhofstand gezählt werden (RAHM 1987). Im Hintergrundbachtal liegt auf 1075 m ein deutlicher Wall, der ebenfalls zum Waldhofstand gerechnet wird. Im Haupttal des Gfällwasser- und Rübgartenbächles sieht RAHM (1987) bei der Bergwacht auf 1070 m einen weiteren Endmoränenwall, den er dem Feldseestand zuschreibt. SCHREINER (2011) dokumentiert an dieser Stelle keinen Wall.

3.8 Gebiet Köhlgarten-Sirnitz

Das Köhlgarten-Sirnitz-Gebiet liegt SW des Belchen und ist von RAHM (1987) bearbeitet worden, auf den sich die folgenden Angaben beziehen (Abb. 2). Die höchsten Erhebungen sind der Köhlgarten (1224 m) und die Sirnitz (1114 m). Auf Grund der geringen Höhe ist für dieses Gebiet eine geringere Vergletscherung als für das Belchen- oder das Feldberggebiet zu erwarten. Es bildeten sich kleine Gletscher, die nicht länger als maximal 3 bis 4 km wurden. Trotz der geringen Höhen sind mit dem Nonnenmattweiher, dem Haldenbach- und dem Sailenmooskar drei gut erhaltene Karformen sowie etliche Karoide ausgebildet. Exemplarisch wird das Tal des Weiherbachs mit dem Nonnenmattweiher als Ursprung behandelt.

Während des Würmmaximums bestand eine Verbindung zwischen dem Weiherbach- und dem nördlich gelegenen Kreuzbächletalgletscher. Diese hinterließen einen heute bebauten Moränenwall bei Vorderheubronn in 790 m. Vorderheubronn liegt nur 1,5 km außerhalb des Nonnenmattweiher, somit ergibt sich eine Länge des Gletschers von unter 2 km. Für den Kreuzbächlegletscher errechnet sich eine Länge von etwa 3 km. Eine nicht näher beschriebene Moräne in 840 m ist wahrscheinlich mit dem Titiseestand zu korrelieren. Das Nonnenmattweiherkar mit einem Boden auf 915 m (ERB 1948) ist von zwei 20 – 25 m hohen Moränenwällen abgegrenzt. Diese werden mit dem Bärentalstand korreliert. Morphologisch gleichen sie jedoch den Bildungen des Feldseestandes.

3.9 Gebiet des Schauinsland

Der Begriff Schauinslandgebiet fasst die Gipfelregion vom eigentlichen Schauinsland (1284 m) über das Haldenköpfe (1266 m) bis zum Notschrei-Pass (1118 m) zusammen (Abb. 2). Vom Bohreratal im NW über das Kappeler Tal im Norden bis zum Bruggatal im Osten und Süden wird das Gebiet nach Norden zur Dreisam entwässert. Im SW im Bereich Drehbach-Stohren, NW des Haldenköpfe, entspringt der Neumagen des Müntertals. Im Westen befindet sich das Ursprungstal der Möhlin. Das Bruggatal wird im nächsten Kapitel gesondert betrachtet. GIERMANN (1964) und HÜTTNER (1967) nehmen an, dass sich zur Zeit des Titiseestandes kleine Kargletscher im Schauinslandgebiet befanden, wohingegen zum Bärentalstand das Eis nur noch in Nischen erhalten war. Das Drehbächle entwässert aus einem Karoid NW des Haldenköpfes (1266 m), dessen Boden mit glazialen Till bedeckt ist. Der einzige Moränenwall im Tal ist 10 m hoch und liegt beim Hof Drehbach (SCHREINER 2011). Glaziale Morphologien sind bis 800 m im Neumagental erhalten, weshalb hier auch das Würmmaximum angenommen wird (SCHREPFER 1931).

Im Bereich der Möhlin gab es nur eine „zirkusschlussartige“ Umgestaltung des Talschlusses im Würmmaximum. Außerhalb des Talschlusses ist eine ausgeprägte Kerbtalform erhalten (GIERMANN 1964). Der Talschluss wird auch als Kartrichter mit einem Boden auf 780 m aufgefasst (LIEHL 1982). Die einzigen gesicherten glazialen Ablagerungen im Möhlintal sind Relikte im Bereich des Kaltwasserwegs von 1000 – 870 m (HÜTTNER 1967). Das Bohreratal besitzt im Oberlauf zwei Äste, den Langenbach im Norden und den Klausenbach im Süden. Im Bereich des Klausenbachs ist eine glaziale Talmorphologie bis in 775 m ausgeprägt, wobei bis auf 825 m eine ausgeprägte Bedeckung mit glazigenem Sediment auftritt. Der einzige Endmoränenwall liegt am Ausgang des Sailerntalens und schließt einen Rundhöcker ein. Das NW-exponierte Sailerntalenskar besitzt Böden in 1005 m, 1050 m und 1090 m (HÜTTNER 1967). Die Umrandung liegt in 1190 m, westlich des Schauinslands (1284 m) (ERB 1948).

Im Langenbachtal ist ein Kartrichter mit einem Boden auf 1010 m ausgebildet (LIEHL 1982). Die untersten glazialen Ablagerungen liegen auf 860 m und setzen sich bis in die Talsohle zu einer Ansammlung großer Blöcke fort, aus denen eine Endmoräne abgeleitet wird (HÜTTNER 1967). Auf 1015 m beschreiben SCHREPFER (1931) und GIERMANN (1959) ein Tillvorkommen, welches von HÜTTNER (1967) als anthropogener Staudamm interpretiert

wird. Aus den tiefsten Ablagerungen und der glazialen Morphologie ergibt sich für das Würmmaximum eine Lage oberhalb des Zusammenflusses von Klausen- und Langenbach.

Im Kappeler Tal ist das Würmmaximum strittig. HÜTTNER (1967) deutet die von STEINMANN (1896) bei 500 m und von SCHREPPER (1931) und GIERMANN (1959) bei der Herderhütte in 700 m, angegebenen Ablagerungen als Hangschutt und blockreiche Solifluktionsmassen. Die tiefstliegende konsensfähige glaziale Bildung ist eine rundhöckerartige Form oberhalb der Herderhütte in 760 m (GIERMANN 1959). In 830 m ist am östlichen Talhang ein Gletscherhalt durch eisrandnahe Schotter als Teil eines Übergangskegels belegt (HÜTTNER 1967). Einen 1,5 m hohen Wall in 860 m fasst HÜTTNER (1967), entgegen GIERMANN (1959), als Flößer-Stauwall auf. Der Talschluss teilt sich in zwei Mulden, die von einer Mittelmoräne in 1080 m getrennt werden (HÜTTNER 1967). In dem Zirkusschluß der Kappeler Wand ist noch ein höherer Karansatz vorhanden, der dem Bärentalstand zugeordnet wird (GIERMANN 1964).

3.10 Bruggatal

Die Brugga speist sich aus drei Haupttälern. Vom Feldberg (1493 m) nach NW erstreckt sich das St. Wilhelmer Tal mit dem gleichnamigen Talbach (Abb. 2). Dieser vereinigt sich mit dem Buselbach zur Brugga. 700 m talaufwärts im Talbereich des Buselbaches vereinigen sich der eigentliche Buselbach, dessen Einzugsgebiet am Kamm Haldenköpfe (1266 m) – Notschrei (1118 m) endet, und der Steinwasenbach aus der Umgebung Hofsgrund südlich des Schauinsland (1284 m). Die drei Talbereiche waren nur während des Würmmaximums durch einen Gletscher vereinigt. Die äußere Randlage der letzten Kaltzeit wird oft am Holzschuhplatz südlich Oberried in 500 m nach HÜTTNER (1967) zitiert. Die ursprünglich von STEINMANN (1896) beschriebenen 10 m hohen Ablagerungen von abgeschliffenen Blöcken sind aber durch HÜTTNER (1967) als Schwemmkegel des Hornesgrund-Baches ins Bruggatal identifiziert worden. Das Würmmaximum liegt vermutlich südlich der Einmündung des Hornesgrunds in 510 – 520 m, was durch den Vergleich mit dem Würmmaximum des Zastler Tales konstruiert wird. Eine glaziale Tal-morphologie ist bis zur Einmündung des Tiefenbaches in 590 m erhalten (HÜTTNER 1967).

Der Steinwasenbach entspringt in der glazial umgeformten Mulde um Hofsgrund (HÜTTNER 1967). Im Norden der Mulde um Hofsgrund und südlich des Schauinsland (1284 m) liegt das Gegendrumkar in SE-Exposition, welches durch eine 15 m hohe Endmoräne in 980 - 1000 m abgeschlossen wird. Die am tiefsten liegende Endmoräne im Steinwasental liegt direkt an der Mündung in den Buselbach in 770 m und ist nach NE konvex. Sie wurde jedoch nicht vom Steinwasenbachgletscher, sondern von einem eigenständigen Vorstoß aus einem 200 m höher am Hang gelegenen Karoid in SW-Richtung gebildet, was aus der Symmetrie des Walls abgeleitet wird. In 895 m und 900 m befinden sich zudem noch zwei Rundhöcker (HÜTTNER 1967).

Der Buselbachgletscher beginnt im Karoid SE des Haldenköpfles (1266 m) und in der Mulde südlich von Halden im Bereich des Kohlwaldes. Ein weiterer Ast kam aus dem Karoid NW des Neustützkopfes (1256 m) im Tal des heutigen Schwarzenbaches hinzu. Im Bereich des Kohlwalds liegt eine geschlossene Decke glazialer Ablagerungen von etwa 1 km Ausdehnung. Aus dem Gebiet des Buselbaches sind keine wallartigen Moränen bekannt. Über den Notschrei-Pass (1118 m) verlief eine Transfluenz zum Schönbachast des Wiesegletschers (SCHREINER 2011).

Das St. Wilhelmer Tal erstreckt sich von der Kammlinie Feldberg (1493 m) – Stübenwasen (1386 m) nach NW. In den Seitentälern Katzensteig und Wittenbach sind ebenso wie im eigentlichen Talschluss im Napf gut ausgebildete Kare erhalten (ERB 1948). Alle drei Kare sind nach N bzw. NE exponiert und besitzen einen unteren Boden in ca. 1000 m. Zudem sind in allen deutliche Endmoränenwälle erhalten.

Der erste Rückzugshalt ist durch eine 10 - 20 m hohe und 100 m breite blockreiche Endmoräne am Maierhof gekennzeichnet, die dem Titiseestand zugeschrieben wird. Talaufwärts folgt eine Dreier-Serie an Endmoränen, die dem Bärentalstand zugeordnet wird. Diese besteht aus einem 150 m breiten Doppelwall bei Hintertal in 700 – 760 m, der Erlenbächle-Endmoräne in 770 m und einer Endmoräne im Bereich der Mündung des Erlenbächles in 780 m, die von dessen Schwemmfächer überlagert wird (SCHREINER 2011). Bei 850 m erkennt ZIENERT (1973) Eislöcher, die dem Waldhofstand zugeschrieben werden (LIEHL 1982). Im Napf, wiederum 1 km talaufwärts, ist nach SCHREINER (2011) ein deutlicher Doppelwall auf 910 m ausgebildet, der dem Feldseemoor-Stadium entspricht. Zu diesem werden auch die Endmoränen in den Karen Katzensteig auf 1020 m und Wittenbach auf 990 m gestellt. Dem inneren Feldseestand wird die höchste Endmoräne auf 1110 m im Wittenbachkar zugeordnet (LIEHL 1982). Im Napf wird ein Felsriegel mit kantigem Schutt, der nur an der linken Talseite in 985 m vorhanden ist und einen Übergang zu einem Sander zeigt (ZIENERT 1973), dem inneren Feldseestand zugeordnet (LIEHL 1982). Die oberen Böden des Napfkares unterhalb des Stübenwasens in 1200 – 1250 m gehören zu dem Seebuck-Nischenkar-Stadium (LIEHL 1982).

3.11 Zastlertal

Das Zastler Tal beginnt am Feldberg im Zastler Loch und erstreckt sich nach NW. Der Verlauf ähnelt dem des St. Wilhelmer Tals im Süden (Abb. 2). Auffallend ist die ausgeprägte Kerbtalform, wohingegen das St. Wilhelmer Tal ein gut erhaltenes Trogtal darstellt (METZ 1997). Gut erhaltene Karformen sind das dreistufige Zastlerkar, das Angelsbachkar und das Rinkendobelkar. Im Talschluss des Stollenbachs liegt eine Firnmulde, deren Lage vergleichbar mit der des Katzensteigkares im St. Wilhelmer Tal ist. Auf der NE-Seite des Tals liegt beim Forsthaus, nördlich des Burghardtshofs in 500 – 510 m, glazigenes Material und auf der südlichen Talseite findet sich, beim Jockelehof in 540 – 610 m, ein flacher „Wulst“, der als Endmoräne gedeutet wird. Die Ablagerungen repräsentieren die maximale Ausdehnung der letzten Kaltzeit (HÜTTNER 1967).

Die nächsthöhere Endmoräne liegt an der Sägemühle oberhalb vom Adamshof in 640 m. Sie ist 10 m hoch und wird von einem undeutlichen Sander, der von zwei Schwemmkegeln überlagert wird, fortgesetzt. Nach ZIENERT (1973) entspricht dies dem Würmmaximum, SCHREINER (1981) stellt die Ablagerungen im Westen des Mederlehofs zum Titiseestand. Beim Schweizerhof in 715 m befindet sich eine das Tal querende Felsrippe, an der sich viel glazigenes Material angelagert hat und die dem Titiseestand zuzuordnen ist (ERB 1948). Nach HÜTTNER (1967) und ZIENERT (1973) handelt es sich hierbei um eine deutliche Endmoräne; SCHREINER (1981) berücksichtigt diese nicht. In 860 m liegen Toteislöcher (ZIENERT 1973), die LIEHL (1982) dem Waldhofstand zuordnet. Ähnliche Eislöcher beschreibt ZIENERT (1973) auch aus dem St. Wilhelmer Tal auf 850 m. SCHREINER (1977) nennt einen Doppelwall bei 930 m; in der 2. Auflage (SCHREINER 1981) wurde die Höhenlage dieses Walles in der Tabelle von 930 m auf 1030 m abgeändert, während im Text dieser weiterhin auf 930 m angegeben wird. LIEHL (1982) übernimmt sowohl den Wall auf 930 m, als auch den auf 1030 m. Wahrscheinlich handelt es sich hier nur um einen Wall auf 1030 m, wie es auch in ERB (1948), ZIENERT (1973) und METZ (1997) dargestellt ist. Im obersten Talbereich beschreibt SCHREINER (1981) drei Endmoränengruppen. Den Doppelwall bei 1030 m stellt er zum äußeren und die Endmoräne bei der Zastler Hütte auf 1240 m zum inneren Feldseestand. LESER & METZ (1988) ordnen, auf Grund der Erkenntnis des gleichen Alters der Feldseestadien, der Höhendifferenz und der Entfernung von 1200 m zwischen den Wällen, den Doppelwall auf 1030 m dem Waldhof und die Moränenserie im Bereich der Zastler Hütte in 1230 – 1250 m dem Feldeseestand zu. Im Zastlerkar liegt in 1320 m eine hügelartige Endmoräne, die zu einem noch jüngeren Stand, etwa dem Seebuck-Nischenkar-Stadium, gehört (SCHREINER 1981). Noch höher liegende Bildungen sind Karoide in bis zu 1450 m, die durch ZIENERT (1973) und METZ (1997) beschrieben sind. Im Angelsbachkar liegt noch ein Endmoränendoppelwall auf 1080 m (SCHREINER 2011). Im Talbereich des Rinkendobelbaches befindet sich eine schwach ausgebildete, zerschnittene Endmoräne bei 1000 m (METZ 1997). Die beiden Endmoränen werden ohne Zuordnung zu einem Rückzugsstand angegeben.

4. Bildungen der letzten Kaltzeit im mittleren Schwarzwald

Der mittlere Schwarzwald ist in der Glazialforschung nur am Rande behandelt worden. Die zu erwartende Vergletscherung östlich der Wildgutach, im Bereich des Farnberg-Plateaus mit Gipfeln um 1150 m, ist bis heute noch nicht flächendeckend kartiert. Der höchste Gipfel des Farnberg-Plateaus ist die Obereck (1177 m) (Abb. 1). Die Gipfel des Farnberg-Plateaus, der Kandel und die Weißtannenhöhe (1180 m) zählen noch zum Hochschwarzwald. Die Ostabdachung des Schwarzwaldes östlich des Brends (1149 m) und des Steinbühls (1146 m) bis nach Villingen-Schwenningen und Donaueschingen ist zuletzt durch REICHEL (1998) und PAUL & SCHINKE (1997) bearbeitet worden. Zusammenfassende morphologische Betrachtungen sind durch LIEHL (1934) und PAUL (1963) gegeben.

Karformen sind im mittleren Schwarzwald schwächer ausgebildet als im Nord- und Südschwarzwald und oft nur als Schneegruben erkennbar (PAUL 1963). Sie wurden durch REICHELT (1998) zum Teil tabellarisch erfasst. Gründe für die schwächere Ausprägung sind die geringere Höhenlage, die anstehenden Lithologien und ein schon stark durch ältere Kaltzeiten geprägtes Relief (PAUL 1963). Die meisten Moränen der letzten Kaltzeit befinden sich in den Talschlüssen oder in maximal 2 km Entfernung vom Nährgebiet (REICHELT 1996). Somit ergibt sich insgesamt das Bild von zahlreichen Kargletschern, die vereinzelt in die Täler vordrangen. Eine Eingliederung in Rückzugsstadien ist bisher nicht erfolgt. Dies liegt vor allem an dem Mangel an morphologischen Belegen (REICHELT 1996), aber auch an der geringen Anzahl der Bearbeitungen. Nach Auffassung von PAUL & SCHINKE (1997) und REICHELT (1998) ist in der Ostabdachung im Bereich des mittleren Schwarzwaldes die Prägung älterer Kaltzeiten größtenteils erhalten geblieben, wohingegen sich in der letzten Kaltzeit nur auf den Höhen eine Modifikation der Morphologie ausgebildet hat. Herauszuheben sind hierbei die ausgeprägten Verebnungsflächen, die als Trogtalschultern älterer Vereisungen interpretiert werden. Das flach ins Vorland abfallende Relief der Ostabdachung besitzt ein hohes Erhaltungspotential von Schuttdecken und Schotterkörpern, aus welchen mindestens zwei Phasen rekonstruierbar sind (REICHELT 1996). Im Gebiet des höchsten Gipfels des mittleren Schwarzwaldes, des Kandels (1241 m), sind keine Moränen oder Kare kartiert worden (GROSCHOPF & SCHREINER 1980, GROSCHOPF 1988). Bei einer ähnlichen Höhe und vergleichbarer Lage wie das Schauinsland-Gebiet wäre eine Vergletscherung des Gebietes jedoch zu erwarten.

5. Bildungen der letzten Kaltzeit im Nordschwarzwald

5.1 Bisherige Arbeiten und Karformen

Im Nordschwarzwald treten mehr als 200 karähnliche Nischen auf, die in ihrer Deutlichkeit und Erhaltung von Wällen, Seen und Mooren in Klassen von 1 bis 10 katalogisiert wurden (FEZER 1957). Die gute Ausbildung von Karen im nördlichen Teil des Schwarzwaldes geht auf den anstehenden Buntsandstein zurück, wohingegen im Kristallin des Südschwarzwaldes weniger Karformen ausgebildet wurden. In einem vergleichenden Überblick der Schwarzwald- und Vogesenkare erkennt ZIENERT (1967) im südlichen Schwarzwaldes (südlich der Kinzig) 22 Kare und im Nordschwarzwald 97.

Die Vergletscherung war auf den Hauptkamm des Nordschwarzwaldes, von der Hornisgrinde (1163 m) bis zum Seekopf (1055 m), fokussiert (Abb. 1). Von dieser „Plateauvereisung“ gingen nach Osten fünf kleinere Talgletscher, die über Seitentäler miternährt wurden, bis ca. 700 m hinab (FEZER 1971). Die Vereisung ist durch die Bedeckung des Kammes mit glazialen Material belegt, welches auf der Westseite der Hornisgrinde bis 950 m auftritt (FEZER et al. 1961). Auf den Süd- und Westhängen findet sich hauptsächlich Solifluktionsschutt, was das Bild der verstärkten Eisakkumulation auf den Ost- und Nordhängen, welche auch im Südschwarzwald zu verzeichnen ist, bestätigt. Deutliche End-

moränen sind auf der Ostseite des Höhenkammes vorhanden. Die Südhänge unterhalb 950 m aperten auch im Maximum der letzten Eiszeit während der Sommermonate noch aus (FEZER 1971).

Detaillierte Lagebeschreibungen von Moränen unterhalb von Karen sowie Zuordnungen zu den jeweiligen Ständen des Südschwarzwaldes sind durch ZIENERT (1967) tabellarisch zusammengefasst. Die Rückzugsstände werden als Buchstaben angegeben, wobei zwischen Würmmaximum (a), Titisee (b), Zipfelhof (c) und Feldsee (d) unterschieden wird. FEZER (1971) benennt den Hölzlebruckstand mit (a) und ersetzt damit das Würmmaximum mit dem ersten Rückzugshalt nach MEINIG (1966). Da sich FEZER (1971) auf die Rückzugsstadien von ZIENERT (1967) bezieht und keine weitreichendere Vergletscherung als den a-Stand angibt, ist davon auszugehen, dass dieser dem Würmmaximum entspricht. Im Detail wäre eine Neuordnung der Stadien nach dem Rückzugssystem des Südschwarzwaldes interessant. Auch wäre eine numerische oder stratigraphische Datierung des Rückzuges wünschenswert, vor allem mit Hinblick auf die relativen Altersbeziehungen zum Südschwarzwald. Exemplarisch werden hier die Gletscher im Schönmünz- und Hundsbachtal behandelt.

5.2 Beispiele der Vergletscherung im Nordschwarzwald

Das Schönmünztal beginnt östlich des Seekopfes (1054 m) mit dem Zwillingsskar Wildsee und Seemiß (FEZER 1957). Die beiden Kare werden heute durch den Seelochbach und das Legerbächle entwässert. Sie werden durch eine deutliche Mittelmoräne getrennt (ZIENERT 1967). Das Würmmaximum befindet sich bei der Schlütterhütte auf 640 m auf der linken Talseite und setzt sich 300 m talaufwärts auf der rechten Seite fort. Es besteht die Möglichkeit, dass diese nicht von der Hauptvergletscherung, sondern von einer eigenständigen Vergletscherung aus dem Leingrubenkar abgelagert wurde (FEZER et al. 1961).

Der Titiseestand ist durch zwei separate Moränenbögen auf 780 m und 810 m bei der Palmhütte beschrieben. Phase c bildete die den Wildsee abschließende Endmoräne in 910 m und eine Äußere in 890 m (ZIENERT 1967). FEZER et al. (1961) beschreiben diese Endmoränen als 40 m hohe Wälle, die die einzelnen durch Mittelmoränen getrennten Karböden abschließen und in einem gleichmäßigem Sander von 900 – 800 m abfallen. Bei 640 – 650 m zieht ein Blockwall parallel zur Schönmünz. Dieser wird einer älteren Vergletscherung zugeordnet (FEZER et al. 1961).

Das Hundsbachtal beginnt im Großen Mur-Kar im NE eines Gipfels (1136 m), der nördlich der Hornisgrinde am Hauptkamm liegt (FEZER 1957). Das Gletscherende im Würmmaximum geben FEZER et al. (1961) unterhalb des Zusammenflusses mit dem Gresbachgletscher bei 700 m an. ZIENERT (1967) zeichnet hingegen ein komplexeres Bild. Er beschreibt zwei Endmoränenwälle des Gresbachgletschers vor dem Zusammenfluss mit dem Hundsbachtal, von denen der äußere in 710 m, in Höhe der Mündung des Studentenlochbaches, liegt. Das Gletscherende des Hundsbachtalgletschers sieht er in einem

an der linken Talseite erhaltenen Wall in 680 m im Haupttal, ebenfalls unterhalb des Zusammenflusses. Zwischen den genannten Endmoränen beschreibt er Ablagerungen, die er als „Rückstausander“ bezeichnet. Möglicherweise handelt es sich hierbei um einen durch den Hundsachtalglatscher aufgestauten See, der bei der relativen Lage der Endmoränen zueinander zu erwarten wäre. Auf Höhe des Zusammenflusses der Bäche von Unterstmatt (815 m) liegt ein weiterer Wall, der zum Titiseestand gerechnet wird. Als Phase c sind einige deutliche Wälle auf dem untersten Karboden in 970 m erhalten. Der Feldseestand ist in dem Karboden in 1040 m erhalten, der von einer 5 – 8 m hohen Endmoräne abgeschlossen wird (ZIENERT 1967).

6. Ältere Vereisungen

Eindeutige Ablagerungen älterer Vereisungen wurden erstmals durch PFANNENSTIEL (1958) im Hotzenwald beschrieben. In der Folge wurde vor allem die von REICHELT (1960) entwickelte Schotteranalyse das Werkzeug zur Unterscheidung zwischen älteren Vereisungen und der letzten Kaltzeit. Die Schotteranalyse basiert zum einen auf der Kantenrundung und Einregelung von Schotterachsen und zum anderen auf dem Verwitterungsgrad der Gesteine. Die Klassifizierung der Kantenrundungen dient der Unterscheidung zwischen glazialen Till, periglazialen Solifluktionsschutt und fluvialen Ablagerungen. Der Verwitterungsindex gibt eine relative Einschätzung der Alter zueinander, wobei nur zwischen dem letzten Glazial und älteren Glazialen unterschieden wird (REICHELT 1960). Eine kritische Hinterfragung der Methode ist durch HANTKE et al. (1987) gegeben. Die Ausdehnung der vorletzten Vereisung ist in ihrem Umfang noch umstritten. Im Folgenden wird ihre Ausbreitung im Südschwarzwald und die Vereisung nach Osten in Richtung Schwäbischer Alb behandelt. Die nach Westen reichende Vergletscherung ist wie die im Nord- und im Mittelschwarzwald bisher nur lückenhaft oder gar nicht bearbeitet worden (RAHM 1981).

6.1 Südrand des Schwarzwaldes

Für den Wiese-Wehra-Gletscher nehmen PFANNENSTIEL & RAHM (1964) eine gemeinsame flächendeckende Ausbreitung ins Vorland, im SE bis zum alpinen Eiskörper, im Süden bis zur Wehramündung und im SW bis kurz vor Basel, an (Abb. 2). Auch für den Bereich des Dinkelbergs (536 m) wird eine flächendeckende Vergletscherung, welche die Karstoberfläche mit glazialen Material verfüllt und die Gipfel bedeckt haben soll, angenommen (PFANNENSTIEL & RAHM 1964). Die Maximalausdehnung wurde durch die Existenz von glazialen Ablagerungen am Dinkelberg und durch Kartierung von Erratika ermittelt.

In späteren Arbeiten wurde die Vergletscherung des Dinkelberg-Gebietes in Frage gestellt. LESER & METZ (1988) sehen im Gebiet des Dinkelbergs keine Zeugen einer Vergletscherung, sondern nur punktuell fluviale Schotter. Auch bemerken sie, dass der um einige hundert Meter höher liegende Hotzenwald nach PFANNENSTIEL & RAHM (1964) nicht

vereist gewesen sein soll. Dem schließt sich auch SCHREINER (1995) an, der im Gegensatz zu PFANNENSTIEL & RAHM (1964) und LESER & METZ (1988) keine Anzeichen für einen Kontakt zum alpinen Eis in der Umgebung der Wehramündung sieht. Das tieflegendste glaziale Archiv befindet sich nach SCHREINER (1995) bei Öflingen, wobei die wallartige Ausbildung hier aus 12 m hohen glazifluvialen Schottern besteht und nur eine blockreiche Basislage als Till einer älteren Vergletscherung anzusehen ist. Das Gletscherende im Wiesetal vermutet SCHREINER (1995) aus Abschätzungen der Gletschermächtigkeit, die er aus hochgelegenen Moränen konstruiert, bei Schopfheim (Abb. 2).

Im Vorland des Albtals bestand lange das Bild eines großflächigen Kontaktes mit dem alpinen Eis (PFANNENSTIEL 1958). Durch Detailkartierungen konnte der Rand der vorletzten Eiszeit des Schwarzwaldes anhand von glazialen Ablagerungen neu belegt werden (WENDEBOURG & RAMSHORN 1987), wodurch sich eine geringere Ausdehnung der Schwarzwaldvergletscherung und kein direkter Kontakt zum alpinen Eis ergab. Die Alb wurde dabei aufgestaut, was durch Ablagerungen (waterlain till) des alpinen Gletschers in dem proglazialen See bei Schachen belegt ist. Diese werden von Deltaschüttungen der Alb nach Süden überlagert. Somit ergibt sich hier das Bild von zwei sich in ca. 2 km Abstand gegenüberliegenden Gletscherfronten, die von einem See getrennt werden (WENDEBOURG & RAMSHORN 1987).

Zur Ausdehnung der vorletzten Eiszeit, in der Literatur als Riss bezeichnet, gibt es zwei konträre Modelle. Diese wurden im Wesentlichen durch PFANNENSTIEL & RAHM (1963) und SCHREINER (1986) aufgestellt. SCHREINER (1986) geht von einer Vergletscherung im Wutachtal bis etwa 3 km unterhalb des Würmmaximums des Haslachtales an der Löffelschmiede aus. Dies schließt er aus dem Auftreten glazialer Ablagerungen beim Holzschlag und deren Fehlen bei Großmoos 1,5 km SE. Da beide Gebiete ähnlich gute Erhaltungsbedingungen haben, ist das Fehlen bei Großmoos mit dem Gletscherende gleichzusetzen. Zudem sieht SCHREINER (1986) in den von PFANNENSTIEL & RAHM (1963) als Reiselfinger Moräne interpretierten Ablagerungen fluviale Schotter. Die angeblichen glazialen Ablagerungen bei Boll interpretiert er als Solifluktionsschutt und in einer Ablagerung in Krenkingen hochenergetische fluviale Ablagerungen. Das Modell von PFANNENSTIEL & RAHM (1963) geht von einer weitreichenden Vergletscherung aus (Abb. 2), die auch großflächigen Kontakt mit der alpinen Vergletscherung hatte. Belegt wird diese durch die Kartierung von Erratika. Auf die Befunde von SCHREINER (1986) veröffentlichten HANTKE et al. (1987) eine Gegendarstellung, welche vor allem die Schotteranalyse in Frage stellt. Die Autoren gehen weiterhin von einer gänzlichen Überdeckung des Südostschwarzwaldes und einem Kontakt zur alpinen Vergletscherung im Klettgau aus.

Die alpine Vergletscherung ist an der Schwarzwald-Südabdachung jedoch nicht nur durch die genannten glazialen Sedimente dokumentiert, sondern auch durch übertiefte Becken, die durch alpine Gletscher geformt wurden. Solche Becken finden sich z.B. im Haselbachtal bei Bad Säckingen und vermutlich auch im Bergseebecken (WIELAND-SCHUSTER 2011). Dabei handelt es sich jedoch um eine ältere Vereisung (Hoßkirch- bzw. Möhlin-Eiszeit), die in der heutigen Geomorphologie noch gut erkennbar ist.

6.2 Ostabdachung

Die Ostabdachung im Bereich Villingen-Schwenningen und Donaueschingen im mittleren Schwarzwald war in der vorletzten Eiszeit deutlich stärker vergletschert als im Würmmaximum. Als Gletschertypus wird eine Vergletscherung des norwegischen Typs angenommen, ähnlich der des Südschwarzwaldes im Würm. Im Bereich der Breg lassen sich zwei Phasen rekonstruieren. Die erste Phase endete zwischen Pfohren und Neudingen in 670 m, was durch Kartierung von glazialen Sedimenten belegt ist (REICHELT 1998). Durch den Vorstoß des Talgletschers wurden die Nebentäler der Brigach aufgestaut. Dies führte zur Bildung von Flankengerinnen (REICHELT 1997). Der ersten Phase werden auch die Verebnungen auf den Trogtalschultern zugeschrieben (PAUL & SCHINKE 1997). Die Schneegrenze lag bei ca. 750 - 800 m (REICHELT 1998). Die zweite Phase ist durch Abfolgen von Till und Schottern belegt. Der Eisrand lag bei Bruggen im Bregtal in 710 m. Am Villinger Laible in 750 m und auf der Staig bei Donaueschingen in 730 m befinden sich Terrassen, die noch vor der vorletzten Eiszeit abgelagert wurden. Das Ausmaß der zugehörigen Vergletscherung war in etwa gleich wie das der vorletzten Eiszeit, vielleicht auch ein wenig größer (REICHELT 1998).

7. Ausblick

Die Verbreitung des Würmmaximum ist im Bereich des Südschwarzwaldes flächendeckend bekannt. Hier lag eine geschlossene Firn- und Eiskappe vor, von der aus sich Talgletscher ausbildeten. Die größte Ausdehnung hatte der 25 km lange Albtalgschler. Die Schneegrenze lag bei etwa 1000 m. Im Nord- und Mittelschwarzwald bestanden hauptsächlich Karvergletscherungen mit nur kurzen, bis maximal 5 km langen Talgletschern. Bisher wurde jedoch keine zusammenfassende Ausbreitung des Maximums der letzten Kaltzeit für den gesamten Schwarzwald konstruiert. Auch die Ausdehnung im Bereich des Kandel (1241 m) ist noch ungeklärt, wobei sich die Frage stellt, ob bedingt durch die hohe Reliefenergie überhaupt Ablagerungen erhalten sind.

Für den Südschwarzwald wurde ein System des Eistrückzuges im Seebachtal entwickelt, wobei die Zuordnung zu den einzelnen Phasen oft nicht eindeutig ist. Während die meisten Referenzrückzugsstände des Seebachtals palynologisch und eventstratigraphisch datiert sind, fehlen ähnliche Befunde in den Nebentälern. Die Parallelisierung zu den Nebentälern wurde über die relative Lage zueinander und Schneegrenzbestimmungen ermittelt. Dies ist insofern kritisch, als dass oft nicht alle Stadien ausgeprägt sind, wodurch eine Zuordnung über die relative Lage erschwert wird. Auch weichen auf Grund der unterschiedlichen Talformen und -eintiefungen die Schneegrenzwerte oft stark voneinander ab. Somit sind in dem Bereich der Rückzugsphasen ohne Datierungen die Parallelisierungen zwischen den Tälern nur zu vermuten. Numerische Datierungen, z.B. der Seebachtalabfolge und eventuell eines weiteren Referenztales, würden helfen, die

bisherigen Gliederungen zwischen den Tälern zu bewerten und die bisher gewonnenen Erkenntnisse im überregionalen Kontext verwertbar zu machen. Dies wäre notwendig, um etwaige Klimarückschläge, bzw. Rückzugsstände oder Wiedervorstöße, in den Alpen und anderen Mittelgebirgen parallelisieren zu können. Eine andere Möglichkeit wäre ein sequenzstratigraphischer Ansatz, ausgehend von den subglazial übertieften Becken, wie er im oberschwäbischen Rheingletschergebiet angewendet wurde (ELLWANGER et al. 2011). Mögliche Übertiefungen wären im Bereich des Titisees und des Schluchsees zu erwarten (SCHREINER 1999).

Im Nordschwarzwald liegt ebenfalls ein relatives Modell der Zuordnung zu den Rückzugsphasen vor, welches sich ebenfalls auf die relative Lage und Schneegrenzen stützt. Das Modell bedarf, wie auch die Zuordnung in einigen Tälern des Südschwarzwaldes, einer Neubearbeitung auf Grund der neueren Gliederung der Referenzrückzugsstände im Seebachtal. Im Mittelschwarzwald gibt es bisher noch keine Zuordnungen. Von den Referenzrückzugsständen fehlen noch Datierungen der Ablagerungen des Bärenalstandes, des Hölzlebruckstandes und des Seebuck-Karnischen-Stadiums. Letzteres könnte der einzige Zeuge einer Vergletscherung in der jüngeren Dryas sein. Auch wären Datierungen in einzelnen Tälern des Nordschwarzwaldes für eine gesicherte Parallelisierung der Rückzugsstände des Südschwarzwaldes interessant. Eine Korrelation der Ablagerungen aller Täler scheint zu aufwendig, interessant wäre diese jedoch für die beiden größten Glazialbereiche im Alb- und Wiesetal. Im Alb- und Wiesetal sind die von SAWATZKI (1992) eingeführten Kaiserhaushalte schwierig einzuordnen. Auch der Ablauf der Würm-Spätphasen ist hier, trotz der Vielzahl an Archiven, noch fraglich. Im Wiesetal wäre die Situation des Titiseestandes, rund um den Stausee bei Schlechttau (SCHREINER 2011), zu behandeln. Mit einer sequenzstratigraphischen Einteilung ließen sich verschiedene Stände zusammenfassen, was die Datierungen erleichtern könnte.

Im Schwarzwald sind neben den übertieften Becken noch Relikte von einer, vielleicht sogar von zwei älteren Vereisungen vorhanden. Die vorletzte Vereisung ist eingehend nur im Süden und Osten des Schwarzwaldes behandelt. Auf der Ostabdachung lassen sich sogar zwei Phasen trennen. Zwei Niveaus von älteren Schotterterrassen beschreibt auch HEBESTREIT (1995) im Wutachtal. Ältere Vergletscherungen im Westen sind bis auf das Gebiet um Badenweiler (PFANNENSTIEL 1975) bisher nicht bearbeitet worden. Vor allem im Südostschwarzwald bestehen zwei konträre Modelle, wobei eines von einer nur 3 km weiteren Ausdehnung als das Würmmaximum ausgeht und das andere einen Kontakt mit der alpinen Vergletscherung durch den aus dem Hegau vorstoßenden Gletscher annimmt.

Das größte Potential einer Erhaltung älterer Vereisungen besitzt die Ostabdachung mit ihrer geringen Reliefenergie. Hier vermuten PAUL & SCHINKE (1997) im Wesentlichen noch präwürmzeitliche Talmorphologien, die durch die geringe Ausdehnung des Würm erhalten geblieben sind. Am Südrand des Schwarzwaldes scheint der Kontakt mit der alpinen Vergletscherung im Hegau, und vielleicht auch im Bereich des Wehrtales, bearbeitungswürdig. Der Westrand des Schwarzwaldes und der Nordschwarzwald wurden

bisher kaum auf ältere Vereisungen untersucht. Am Westrand, in Richtung Oberrheingraben, stellt sich die Frage, ob sich Spuren älterer Vereisungen überhaupt noch finden lassen.

Danksagung

Die Autoren danken Dr. Dietrich Ellwanger und Dr. Ulrike Wieland-Schuster (beide Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Freiburg), sowie der Schriftleiterin PD Dr. Ursula Leppig für ihre kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Angeführte Schriften

- Brill, R. (1932): Die geologische Geschichte des Schluchseebeckens. Beiträge zur naturwissenschaftlichen Erforschung Badens; Mitteilungen des Badischen Landesvereins für Naturkunde und Naturschutz 10: 153–168.
- Deecke, W. (1918): Geologie von Baden. Borntraeger, Berlin, 629 S.
- Ellwanger, D., Wielandt-Schuster, U., Franz, M., Simon, T. (2011): The Quaternary of the southwest German Alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben, Baden-Württemberg, Southwest Germany). E&G Quaternary Science Journal, 60: 306–328.
- Erb, L. (1948): Die Geologie des Feldbergs. In: Müller, K. (Hrsg.), Der Feldberg im Schwarzwald. Bielefeld, Freiburg: 22–97.
- Fezer, F. (1957): Eiszeitliche Erscheinungen im nördlichen Schwarzwald. Forschungen zur deutschen Landeskunde 87. Bundesanstalt für Landeskunde, Remagen, 86 S.
- Fezer, F. (1971): Zur quartären Formung des Nordschwarzwaldes. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F. 53: 183–194.
- Fezer, F., Günter, W. & Reichelt, G. (1961): Plateauverfirmung und Talgletscher im Nordschwarzwald. Abhandlungen der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft 13: 66–72.
- Fromherz, C. (1842): Geognostische Beobachtungen über die Diluvialgebilde des Schwarzwaldes. Emmerling, Freiburg, 443 S.
- Giermann, G. (1959): Die würmeiszeitliche Vergletscherung des Schauinsland-Trubelsmattkopf- Massivs (Westlicher Südschwarzwald). Diplomarbeit, Universität Freiburg, 56 S.
- Giermann, G. (1964): Die würmeiszeitliche Vergletscherung des Schauinsland – Trubelsmattkopf – Knöpflesbrunnen - Massivs (südlicher Schwarzwald). Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 54: 197–208.
- Göller, A. (1952): Gletscherspuren im Talgebiet der großen Wiese. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 42: 45–75.
- Göller, A. (1955): Glazialgeologische Exkursion in das Gebiet von Schönau am 23.5 1954. Mitteilungen des Badischen Landesvereins für Naturkunde und Naturschutz N.F. 6: 202–204.
- Groschopf, R. (1988): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000: Blatt 7914 Sankt Peter . Landesvermessungsamt Baden-Württemberg / Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Stuttgart.
- Groschopf, R. & Schreiner, A. (1980): Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000: Blatt 7913 Freiburg i. Br. NO. Landesvermessungsamt Baden-Württemberg / Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Stuttgart.
- Haase, E. (1961): Die eiszeitliche Vergletscherung im Raum Lenzkirch (nordöstlicher Südschwarzwald); Kartierung auf Meßtischblatt 8114 Feldberg und 8115 Lenzkirch im Maßstab 1:25 000. Diplomarbeit, Universität Freiburg, 201 S.
- Haase, E. (1963): Der Verlauf der eiszeitlichen Vergletscherung im Talbereich der Haslach. Dissertation, Universität Freiburg, 178 S.

- Hantke, R., Hofmann, F. & Rahm, G. (1987): Wie weit reichte das rißzeitliche Eis auf der Ostabdachung des Südschwarzwaldes? Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg 29: 39–46.
- Hantke, R. & Rahm, G. (1976): Das frühe Spätglazial in den Quelllästen der Alb (Südlicher Schwarzwald). Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 121: 293–299.
- Hantke, R. & Rahm, G. (1977): Die würmzeitlichen Rückzugsstände in den Tälern Ibach und Schwarzenbächle im Hotzenwald (Südschwarzwald). Jahreshefte des Geologischen Landesamt Baden-Württemberg 19: 143–150.
- Hebestreit, C. (1995): Zur jungpleistozänen und holozänen Entwicklung der Wutach (SW-Deutschland). Tübinger geowissenschaftliche Arbeiten Reihe C 25, 88 S.
- Hüttner, R. (1967): Das Quartär. In: Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (Hrsg.), Erläuterungen zu Blatt 8013 Freiburg-Südost, Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart: 69–105.
- Kaltenbrunn, A. & Preusser, F. (2015): Überblick über die quartären Vergletscherungen der Vogesen. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 105: 9–35.
- Lang, G. (1975): Pollenanalytische, großrestanalytische und paläolimnische Untersuchungen im Schwarzwald - ein Arbeitsprogramm. Beiträge zur naturkundlichen Forschung in Südwestdeutschland 34: 201–208.
- Lang, G. (1984): Spätglazialer Gletscherrückzug und See- und Moorentwicklung im Südschwarzwald, Südwestdeutschland. In: Lang, G. & Welten, M. (Hrsg.), Festschrift Max Welten, Cramer, Vaduz, Dissertationes botanicae 72: 213–234.
- Leser, H. (1979): Sedimente der Würm-Vereisung im Wehratal bei Todtmoos-Au im Südschwarzwald. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 69: 31–45.
- Leser, H. & Metz, B. (1988): Vergletscherungen im Hochschwarzwald. Berliner Geographische Abhandlungen 47: 155–175.
- Liehl, E. (1934): Morphologische Untersuchungen zwischen Elz und Brigach (Mittelschwarzwald). Dissertation, Universität Freiburg, 118 S.
- Liehl, E. (1975): Die Geländeformen des Feldberggebietes. In: Hofmann, W. & Louis, H. (Hrsg.), Landformen im Kartenbild: topographisch-geomorphologische Kartenproben 1:25000, Westermann, Braunschweig: 8–16.
- Liehl, E. (1981): Der Schwarzwald in der letzten Eiszeit. In: Liehl, E. & Sick, W. D. (Hrsg.), Der Schwarzwald. Veröffentlichung des Alemannischen Instituts 47: 9–35.
- Liehl, E. (1982): Landschaftsgeschichte des Feldberggebietes. In: Bogenrieder, A. & Rasbach, H. (Hrsg.), Der Feldberg im Schwarzwald. Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, Karlsruhe: 13–147.
- Mäckel, R. (2014): Die Naturräume um Freiburg im Breisgau: Ein Handbuch für die Gestaltung geographischer Exkursionen, Freiburger geographische Hefte 12.
- Meinig, R. (1966): Die würmeiszeitliche Vergletscherung im Gebiet Breitenau-Hinterzarten-Neustadt (Schwarzwald). Dissertation, Universität Freiburg, 166 S.
- Meinig, R. (1977): Die würmeiszeitlichen Moränen in Alpersbach und im Bistental westlich von Hinterzarten/Südschwarzwald. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 67: 189–201.

- Meinig, R. (1983): Halte und Eisrandbildungen des würmzeitlichen Bärenal-Gletschers, Südschwarzwald. In: Schroeder-Lanz, H. & Kinzl, H. (Hrsg.), Late- and postglacial oscillations of glaciers, A.A. Balkema, Rotterdam: 257–282.
- Metz, B. (1997): Glaziale Formen und Formungsprozesse im Schwarzwald. In: Mäkel, R. & Metz, B. (Hrsg.), Schwarzwald und Oberrheintiefland. Freiburger geographische Hefte 36: 51-74.
- Partsch, J. (1882): Die Gletscher der Vorzeit in den Karpaten und den Mittelgebirgen Deutschlands nach fremden und eigenen Beobachtungen dargestellt. Kaebner, Breslau, 198 S.
- Paul, W. (1963): Zur Morphogenese des Schwarzwaldes (IIIa). Jh. geol. Landesamt Bad.-Württ. 6: 543–582.
- Paul, W. & Schinke, K. (1997): Die glazialmorphologische Sonderstellung des Mittelschwarzwald im Jungpleistozän. Jahreshefte des Geologischen Landesamt Baden-Württemberg 36: 205–213.
- Pfannenstiel, M. (1958): Die Vergletscherung des südlichen Schwarzwaldes während der Rißeiszeit. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 48: 231–272.
- Pfannenstiel, M. & Rahm, G. (1963): Die Vergletscherung des Wutachtales während der Rißeiszeit. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 53: 5–61.
- Pfannenstiel, M. & Rahm, G. (1964): Die Vergletscherung des Wehratales und der Wiesetäler während der Rißeiszeit. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 54: 209–278.
- Pfannenstiel, M. & Rahm, G. (1975): Die rißeiszeitliche Vergletscherung des Blauen bei Badenweiler. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 65: 81–96.
- Platz, P. (1878): Über die Spuren diluvialer Gletscher im Schwarzwald. Neues Jahrbuch für Mineralogie (1878): 56–57.
- Platz, P. (1893): Die Glazialbildungen des Schwarzwaldes. Mitteilungen der Badischen Geologischen Landesanstalt 2: 837–924.
- Rahm, G. (1981): Die ältere Vereisung des Schwarzwaldes und der angrenzenden Gebiete. In: Liehl, E. & Sick, W. D. (Hrsg.), Der Schwarzwald. Veröffentlichung des Alemannischen Instituts 42: 36–58.
- Rahm, G. (1987): Die Vergletscherung des Belchengebietes (Südschwarzwald) zur Würmeiszeit. Eiszeitalter und Gegenwart 37: 31–39.
- Ramsay, A. C. (1862): On the glacial origin of certain lakes in Switzerland, the Black Forest, Great Britain, Sweden, North America and elsewhere. Quarterly Journal of the Geological Society London 18: 185-204.
- Regelmann, C. (1896): Über Vergletscherungen und Bergformen im nördlichen Schwarzwald: Ein Beitrag zur Topographie der diluvialen Gletscherlandschaft. Württembergisches Jahrbuch für Statistik und Landeskunde, Kohlhammer, Stuttgart.
- Reichelt, G. (1960): Quartäre Erscheinungen im Hotzenwald zwischen Wehra und Alb. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 50: 57–127.
- Reichelt, G. (1961): Der würmzeitliche Ibach-Schwarzenbach-Gletscher und seine Rückzugsstadien. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 51: 95–108.

- Reichelt, G. (1996): Zum eiszeitlichen Geschehen im Mittelschwarzwald (1): Interpretation einer geomorphologischen Karte. *Schriften der Baar* 39: 182–189.
- Reichelt, G. (1997): Zum eiszeitlichen Geschehen im Mittelschwarzwald (2): Der Schellenberg bei Donaueschingen als Eiszeitlandschaft. *Schriften der Baar* 40: 207–217.
- Reichelt, G. (1998): Zum Eiszeitgeschehen im Mittelschwarzwald (3): Ergebnisse und Probleme der bisherigen Untersuchungen. *Schriften der Baar* 41: 95–125.
- Sauer, A. (1894): Zirkussees im mittleren Schwarzwalde als Zeugen ehemaliger Vergletscherung desselben. Vieweg, Braunschweig.
- Sawatzki, G. (1992): Erläuterungen zu Blatt 8214 St. Blasien: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart, 146 S.
- Sawatzki, G. (2005): Erläuterungen zu Blatt 8215 Ühlingen-Birkendorf: Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000. Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart, 106 S.
- Schmitthener, H. (1913): Die Oberflächengestaltung des nördlichen Schwarzwalds. Dissertation, Universität Heidelberg.
- Schreiner, A. (1977): Quartär. In: Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (Hrsg.), Erläuterungen zur Geologischen Karte von Freiburg i. Br. und Umgebung 1:50 000, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart: 174–198.
- Schreiner, A. (1981a): Quartär. In: Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (Hrsg.), Erläuterungen zu Blatt 8114 Feldberg, Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart: 67–95.
- Schreiner, A. (1981b): Quartär. In: Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (Hrsg.), Erläuterungen zur Geologischen Karte von Freiburg i. Br. und Umgebung 1:50 000, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart: 174–198.
- Schreiner, A. (1986): Neuere Untersuchungen zur Rißeiszeit im Wutachgebiet (Südostschwarzwald). *Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg* 28: 221–244.
- Schreiner, A. (1990): Quartär. In: Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (Hrsg.), Erläuterungen zu Blatt 8114 Feldberg, Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart: 67–95.
- Schreiner, A. (1991): Quartär. In: Geologisches Landesamt Baden-Württemberg (Hrsg.), Erläuterungen zu Blatt 8115 Lenzkirch, Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart: 73–98.
- Schreiner, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. Schweizerbart, Stuttgart, 257 S.
- Schreiner, A. (1995): Zur Quartärgeologie des unteren Wehrtales und zur Frage der Vergletscherung des Dinkelberges in der Rißeiszeit. *Eiszeitalter und Gegenwart* 45: 62–74.
- Schreiner, A. (1999): Quartär. In: Wimmenauer, W. & Schreiner, A. (Hrsg.), Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt 8014 Hinterzarten, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart: 97–141.
- Schreiner, A. (2011): Quartär. In: Regierungspräsidium Freiburg LGRB (Hrsg.), Erläuterungen zu Blatt 8113 Todtnau, Regierungspräsidium Freiburg, Landesamt für

- Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Freiburg i. Br.: 42–92.
- Schreiner, A. & Sawatzki, G. (2000): Der Wiesetalgletscher im Südschwarzwald in der Würm- und Rißeiszeit. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F. 82: 377–410.
- Schrepfer, H. (1925): Zur Kenntnis der Eiszeit im Wutachgebiet. Naturschutz, N.F. 1: 469–473.
- Schrepfer, H. (1931): Glazialprobleme im westlichen Hochschwarzwald. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. 31: 161–210.
- Steinmann, G. (1896): Die Spuren der letzten Eiszeit im hohen Schwarzwalde. Freiburger Universitäts-Festprogramm zum siebenzigsten Geburtstag seiner kgl. Hohheit des Großherzogs Friedrich.
- Steinmann, G. (1902): Die Bildungen der letzten Eiszeit im Bereiche des alten Wutachgebiets. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins 35: 16–23.
- Vetter, A. (1996): Feldberg im Schwarzwald. – Gemeinde Feldberg (Schwarzwald).
- Walchner, F. A. (1850): Handbuch der Geognosie. Karlsruhe, 2. Auflage, 1232 S.
- Wendebourg, J. & Ramshorn, C. (1987): Der Verzahnungsbereich alpiner und Südostschwarzwälder Rißeiszeit (Baden Württemberg). Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg 29: 255–268.
- Wielandt-Schuster, U. (2011): Haseltal-Formation. In LithoLex [Online-Datenbank], BGR, Hannover. Zuletzt aktualisiert 26.02.2013. [zugegriffen am 11.11.2016]. ID 1000025. <http://www.bgr.bund.de/litholex>
- Zienert, A. (1967): Vogesen- und Schwarzwald-Kare. Eiszeitalter und Gegenwart 18: 51–75.
- Zienert, A. (1973): Die Würm-Vereisung und ihre Rückzugsstadien im Westteil des Hochschwarzwaldes. Zeitschrift für Geomorphologie 17: 359–366.

