©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016–7800 | Band **138** | Heft 1 | S. 27–54 | Wien, Juni 1995

Der Eisabbau im Vorderen Bregenzerwald und in den Nachbargebieten (Vorarlberg, Österreich; Bayern, Deutschland) nach dem letzteiszeitlichen Eishochstand*)

MAT G.G. DE JONG, LEO W.S. DE GRAAFF & JAN RUPKE**)

23 Abbildungen und 2 Tafeln (Beilagen)

Herrn Dr. WALTER KRIEG
(Vorarlberger Naturschau, Dornbirn)
anläßlich seiner Pensionierung gewidmet

Deutschland
Österreich
Vorarlberg
Allgäu
Quartärstratigraphie
Oberes Würm
Geomorphologische Kartierung
Faziesinterpretation

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 82, 83, 111, 112

Inhalt

Zusammenfassung 28
Abstract 28
1. Einführung 29
2. Sedimente, älter als der letzte Pleistozäne Haupteisvorstoß 31
2.1. Das Gebiet bei Hochwacht – Hocheck 31
2.2. Das Gebiet bei Oberau – Hor und Gesern – Hälin 31
3. Das Maximum des letzten pleistozänen Haupteisvorstoßes und der Erste Rückzugskomplex 33
3.1. Allgemeines 33
3.2. Das Kontaktgebiet des Weißachgletscherlappens und des Illergletschers 33
3.2.1. Das Gebiet Hochhäderich und Kojen-Imberg-Kamm 33
3.2.2. Das Weißachtal unterhalb von Im Escha und das Gebiet um Oberstaufen 34
3.2.3. Der östliche Teil des Alpseetals 36
3.2.4. Diskussion 36
3.3. Der Pfänder-Hirschberg-Hochberg-Rücken und der Sulzberg-Rücken 36
4. Der Zweite Rückzugskomplex 37
4.1. Allgemeines 37
4.2. Der Pfänder-Hirschberg-Scheidegg-Lindenberg-Rücken 37
4.3. Der Sulzberg-Rücken 38
4.4. Das Weißachtal und das Gebiet Eibele-Bach, Beulen-Bach und Mühl-Bach 38
4.5. Das Alpseetal östlich von Oberstaufen 38
4.6. Das Gebiet Bödele – Weißenfluh-Alpe 39
4.7. Diskussion 40
5. Der Übergang vom Zweiten zum Dritten Rückzugskomplex 40
5.1. Allgemeines 40
5.2. Das Gebiet um Lingenau und Großdorf 40
5.3. Das Gebiet östlich von Alberschwende 41
5.4. Das Gebiet westlich und nördlich von Schwarzenberg 41
5.5. Der untere Teil des Bolgenachtals 41
5.6. Das Gebiet bei Hirschbergsau und Schreckenmanklitz – Bösenscheidegg 42
5.7. Das Subersach-Einzugsgebiet bei Sibratsgfäll und die Mündung des Lecknertals 42

*) Der Publikation liegt eine geomorphologische Farbkarte (Tafel 1) in 4 Teilen bei.

**) Anschriften der Verfasser: MAT G.G. DE JONG: DuPont Services B.V., Weigelia 25, 2262 AB Leidschendam, Postbus 447, 2260 AK Leidschendam, Niederlande; LEO W.S. DE GRAAFF, JAN RUPKE: Fysisch Geografisch en Bodemkundig Laboratorium Universiteit van Amsterdam, Nieuwe Prinsengracht 130, 1018 VZ Amsterdam, Niederlande, Forschungsgruppe für alpine Geomorphologie, Universität Amsterdam.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

6. Der Dritte Rückzugskomplex 43
6. 1. Allgemeines 43
6. 2. Das Gebiet um Lingenau und Großdorf 44
6. 3. Das Gebiet an der Mündung des Schmiedebaches 44
6. 4. Das Gebiet östlich von Alberschwende 44
6. 5. Das Gebiet Schwarzenberg – Bersbuch – Bezau 44
6. 6. Der untere Teil des Bolgenachtals 45
6. 7. Das Gebiet bei Hirschbergsau 45
6. 8. Das Gebiet bei Aach 46
6. 9. Das Gebiet bei Gesern – Hälin 46
6.10. Diskussion 46
7. Der Vierte Rückzugskomplex 47
8. Diskussion und Folgerungen 48
Dank 52
Literatur 52
Verwendete topographische Karten 54

Zusammenfassung

Mit spezieller Beachtung der Periode der Abschmelzung, die dem letzten großen Eisvorstoß des Pleistozäns folgte, werden Eisrand-Landformen und -Ablagerungen im Kontaktgebiet zwischen dem komplexen Rhein-III-Gletscher und den lokalen Talgletschern im Vorderen Bregenzerwald und den angrenzenden Gebieten in Österreich und Deutschland überblickt. Auf detaillierter geomorphologischer Kartierung aufbauend und im Sinne einer Interpretation sedimentärer Faziesbildungen wurde eine stratigraphische Einteilung hergestellt. Die alten Eisränder wurden rekonstruiert. Dabei zeigte sich die Analyse der fossilen Eisrand- und Proglazial-Entwässerungssysteme als ein wirksames Hilfsmittel für die Rekonstruktionen.

Das Zusammenbrechen der Eiskörper wurde in stratigraphischer Hinsicht mit den drei Rückzugskomplexen korreliert, wie sie DE JONG (1983) im Alpenvorland des westlichen Allgäus definiert hat. Ein zusätzlicher Vierter Rückzugskomplex wird in der vorliegenden Arbeit vorgestellt.

Die Vorkommen von Landformen und Ablagerungen des Ersten Rückzugskomplexes, die sich während der ersten Phasen des Abschmelzens nach dem Maximum des Eisvorstoßes gebildet hatten, sind selten und verhältnismäßig isoliert. Verbindungsmöglichkeiten mit dem Alpenvorland sind nur andeutungsweise vorhanden.

Wohlentwickelte Eisrand-Rücken und Ablagerungen charakterisieren die jüngsten Teilstadien des Zweiten Rückzugskomplexes an den Hängen des Rotach-, Eibele-Bach- und Weißachtals. Die Rekonstruktion der ehemaligen Eisränder und der zugehörigen Entwässerungsmuster war leicht zu vollziehen, weil fast durchgehend Landformen und Ablagerungen Belege bieten. Daher war auch die Korrelation mit dem Alpenvorland durchgehend möglich. Eisrandablagerungen an der Westflanke des Beckens des zentralen Vorderen Bregenzerwaldes in 1.100–1.300 m sind mit dem Zweiten Rückzugskomplex ebenfalls verknüpft.

Der Dritte Rückzugskomplex ist durch das allgemeine Vorkommen von (glazio)fluvialen und lakustrinen (deltaischen) Landformen und Ablagerungen, die sich auf einem Basisniveau von 650 m gebildet haben, charakterisiert. Dieses regionale Basisniveau ergibt sich aus der Rentershofener Abflußrinne im Talschluß des heutigen Rotachtals, wobei diese Abflußrinne den Abfluß gegen Nord in Richtung Obere Argen kontrollierte. Die Übereinstimmung mit Terrassen um Wangen in Allgäu definiert diese stratigraphische Position.

Der Vierte Rückzugskomplex wird durch Landformen und Ablagerungen definiert, die sich in und um den See mit dem Spiegelniveau von 600 m entwickelt haben, der im zentralen Teil des untersuchten Gebiets knapp nach dem Trockenfallen der Rentershofener Abflußrinne entstanden war, sodaß sich die Entwässerung wieder in westliche Richtung südlich des Pfänderstockes ausrichtete. Mit den Eisrand-Landformen von Niederstaufen-Opfenbach am Fuß der Nordwestflanke des Pfänders und mit den Terrassen von Tettnang im Schussental im Alpenvorland wird eine Verbindung vermutet.

Einige vereinzelte Geschiebelehm-Vorkommen, die seitlich situiert sind oder in größeren Seehöhen als die Landformen und Ablagerungen des Ersten Rückzugskomplexes liegen, werden vorläufig so interpretiert, daß sie sich während des Höhepunktes des letzten pleistozänen Eisvorstoßes gebildet hatten. Die exakte Lage der Gletscherstirn in diesem Abschnitt ist unbekannt. Auch Ablagerungen östlich von Bregenz, die älter als das Maximum des Gletschervorstoßes sind, werden kurz beschrieben.

Auf ^{14}C-Altersdatierungen, die im Rhein-III-Gletschergebiet verfügbar sind, beruht eine grobe Schätzung der Zeitskala der Ereignisse. Der maximale Gletschervorstoß ist sehr unsicher auf knapp vor 20.000 Jahren vor heute festzulegen. Der erste zeitweise Halt im Eisrückgang (Komplex I) kann sich in den ersten Abschnitten nach 20.000 Jahren vor heute ereignet haben. Der Zweite Rückzugskomplex hat sich wahrscheinlich zwischen 16.000 und 15.000 vor heute gebildet und der Dritte und Vierte Rückzugskomplex zwischen 14.500–13.500 Jahren vor heute.

The Deglacation of the Vorderer Bregenzerwald and Adjacent Areas (Vorarlberg, Austria) after the Last Major Pleistocene Ice Advance

Abstract

An overview of the ice-marginal landforms and deposits in the contact area between the complex Rhine-III glacier system and the local valley glaciers of the northern Bregenzerwald and of the adjoining areas in Austria and Germany is presented with special reference to the deglaciation history following the last great glacier advance of the Upper Pleistocene. Based on detailed geomorphological inventory by mapping and following the concept of interpreting materials in terms of their sedimentary facies a morpho-stratigraphic classification was made. Successive positions of glacier margins were reconstructed. In this approach the analysis of the fossil ice-marginal and proglacial drainage systems proved to be an efficient tool for landscape reconstruction. The disappearance – breakdown – of the glacier network was correlated stratigraphically with the three recessional complexes (RC I to RC III, each corresponding to more or less stationary phases in the general process of deglaciation), as defined by DE JONG (1983) in the Alpine foreland of the western Allgäu. Another complex, the Fourth Recessional Complex (RC IV) is proposed in this publication.

Within the study area, the occurrences of landforms and deposits of the First Recessional Complex, pertaining to the first deglaciation stage after maximum glacier advance, are few and isolated. Only indirect connections with the Alpine foreland are available.

Clearly developed ice-marginal ridges and deposits characterise the younger substages of the Second Recessional Complex, especcially on the slopes of the Rotach, Eibele Bach and Weissach valleys.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

The reconstruction of the former ice margins and of the corresponding relicts of drainage channels were easily made, as witnessed by an almost continuous distribution of related landforms and deposits. Hence, correlations with the Alpine foreland were possible without large interruptions. Ice-marginal deposits at the western side of the basin of the central northern Bregenzerwald, at 1.100–1.300m altitude, are equally tied in with the Second Recessional Complex.

The Third Recessional Complex is characterised by the general occurrence of fluvial, glaciofluvial and lacustrine (deltaic) landforms and deposits, built at a base level of 650 m. This regional base level was determined by the Rentershofen spillway in the valley head of the present Rotach valley. This outlet then controlled drainage of the Bregenzerwald, which was continued in a northerly direction towards the Obere Argen. The corresponding connection with terraces around Wangen in the Southern Allgäu confirms this stratigraphic position.

The Fourth Recessional Complex, by definition, consists of landforms and deposits which had developed in and around a lake with a base level of 600 m that came into existence in the central part of the research area immediately after the Rentershofen spillway felt dry. The reversal of drainage, now directed westward, occurred rather suddenly and took place between ice of the Rhine glacier and the NW slope of the Pfänder, near Bregenz. We may assume, that at this stage, a connection existed with the ice-marginal landforms of Niederstaufen – Opfenbach at the foot of the N.W. slopes of the Pfänder and with the terraces of Tettnang in the Schussenvalley of the alpine foreland, north of the Lake of Constance.

Some isolated occurrences of till, located aside or at higher elevations than the landforms and deposits of the First Recessional Complex are for the time being interpreted as belonging to the maximum extent of glaciation during the Upper Würm. The exact position of the glacier snout in this area and at this time is not exactly known. Deposits east of Bregenz, older than the Pleniglacial of the Upper Würm are described also.

An approximate and rough estimation of the time-scale of phenomena is based on radiometric ^{14}C age datings available on the Rhine Glacier system. Maximum glaciation can be put with some doubt shortly before or near 20.000 years B.P. The First Recessional Complex possibly developed around and shortly after 20.000 B.P.. The Second Recessional Complex is thought to have been built from 16.000 to 15.000 B.P.. The Third and Fourth Recessional Complex developed from about 14.500 to 13.500 BP.

1. Einführung

Die letzte Vergletscherung und anschließende Abschmelzung der Gletscher im Vorderen Bregenzerwald und in den angrenzenden Gebieten (Abb. 1) sind Gegenstand vieler Studien gewesen. Ein früher Eckpunkt ist die Veröffentlichung von KRASSER (1936), in der er die Verbreitung der verschiedenen Gletscher und Gletscherlappen im Gebiet beschreibt. SIMONS (1985) präsentiert detaillierte Beschreibungen und Interpretationen der Lokalgeologie und Geomorphologie, wobei er gleichzeitig die Literatur bis zu den frühen 70iger Jahren überblickt. Seine Arbeit enthält bei großem Detailreichtum auch Informationen über viele Landformen und Ablagerungen, die wohl oder übel der menschlichen Expansionstätigkeit während der letzten Jahrzehnte zum Opfer gefallen sind.

Andere Veröffentlichungen der letzten Zeit befassen sich mit den Aspekten der Vereisung und der Abschmelzgeschichte der Region, nämlich: HANTKE (1978, 1980, 1983); DE GRAAFF & RUPKE (1979); RESCH, HANTKE & LOAKKER (1979); KELLER & KRAYSS (1980, 1987, 1988, 1993, 1994); KRAYSS & KELLER (1983); VERHOFSTAD (1985); DE GRAAFF (1986, 1992ab, 1993, 1994); KRIEG & VERHOFSTAD (1986); DE GRAAFF, RUPKE, SEIJMONSBERGEN, CAMMERAAT a.o. (1988); RAPPOL & VAN GIJSSEL (1988); DE GRAAFF, KRIEG, DE JONG, RUPKE, SEIJMONSBERGEN, SLOTBOOM & VAN WESTEN (1989); DE GRAAFF, KUIJPER & SLOTBOOM (1989, 1994); DE GRAAFF & DE JONG (1994).

Die vorliegende Arbeit faßt die Ergebnisse der geomorphologischen und sedimentologischen Forschung zusammen, die im Vorderen Bregenzerwald und den angrenzenden Gebieten der Rotach- und Weißachtäler seit den frühen 70er Jahren ausgeführt worden sind. Das Projekt begann als eine Fortsetzung von SIMONS Arbeit in Österreich, aber, wie es sich ergibt, erstreckte es sich schließlich in das (deutsche) Alpenvorland (a.o. KRUSE, 1979; DE JONG, 1983; RAPPOL, 1983; VAN GIJSSEL, 1984; GILLEBERT, 1985; KNAACK, 1985). Auch der Hintere Bregenzerwald und die Wasserscheidengebiete der Bregenzerach wurden zu Forschungsobjekten (CAMMERAAT, 1986; KWADIJK, 1986). Neuestens wurde das Einzugsgebiet des Hinteren Bregenzerwaldes durch eine Serie von 12 geomorphologischen Karten abgedeckt, von denen jede mit einer korrespondierenden Karte der geotechnischen Informationen und mit einer Risikenkarte im Maßstab 1 : 10.000 ergänzt wurde. Diese Karten beruhen auf einer Zusammenfassung aller früheren Arbeiten (SEIJMONSBERGEN & VAN WESTEN; Herausgeber: RUPKE & KRIEG, 1988).

Eine Schlüsselposition bei der Arbeit der Forschungsgruppe für alpine Geomorphologie bildet die systematische Kartierung der Geomorphologie (DE GRAAFF, DE JONG, RUPKE & VERHOFSTAD, 1987). Es wurde erkannt, daß nur auf der Basis von detaillierten (das heißt in den meisten Fällen im Maßstab 1 : 10.000), das ganze Gelände abdeckenden Kartierungen, überdies unterstützt durch Materialanalysen und Altersdatierungen, ein Fortschritt erreicht werden kann, um den „Mechanismus“ des ehemaligen Gletschernetzes zu verstehen. Die Anwendung an sich wertvoller Ansätze wie AAR („Accumulation Area Ratio“)- und ELA („Equilibrium Line Altitude“)-Kalkulationen in Verbindung mit allgemeinen und meist spekulativen Altersdatierungen der Landformen, die nicht auf einer detaillierten Gebietskenntnis beruhen, ist eine weniger genaue Methode, die häufig zur derzeitigen Konfusion über die regionale Quartärstratigraphie beiträgt. Dies gilt besonders für das Hochgebirge.

Die geomorphologische und sedimentologische Entwicklung der Bregenzerwaldregion seit der letzten Eisbedeckung wird zum Großteil von einem großen Ast des zusammengesetzten Rhein-Ill-Gletschers bestimmt, der die Osthänge des Rheintals über den Sattel von Alberschwende nordöstlich von Dornbirn bedeckt hat (Abb. 1) und dann in ostnordöstlicher Richtung zu den Tälern der Weißach und des Eibele-Baches floß (KRASSER, 1936). Der Bregenzerwaldgletscher und der Bolgenach-Subersach-Gletscher, die von Süd her kamen, berührten diesen Ast des Rhein-Ill-Gletschers. Ebenso bedeutsam wurde weiter im Norden ein Gletscherlappen, der sich vom Rhein-Ill-Gletscher löste und vom Unterlauf des Bregenzerachtales in das Rotachtal südöstlich des Pfänder-Hirschberg-Rückens floß, der Rotachlappen (Abb. 2). Die Wechselwirkung in Zeit und Ort zwischen den einzelnen Gletscherlappen ist in allen ihren Umständen bisher nicht voll verständlich. Dennoch ist eine Rekonstruktion der Haupt-Abschmelzereignisse möglich.

Das zentrale Thema dieser Arbeit ist die Konstruktion der Abschmelzgeschichte nach dem letzten großen pleistozänen Eisvorstoß. Die Verbindung mit den ehemaligen Eisrändern im Alpenvorland des westlichen Allgäu (Deutschland) wird hergestellt. Die Analyse der Eisrand-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

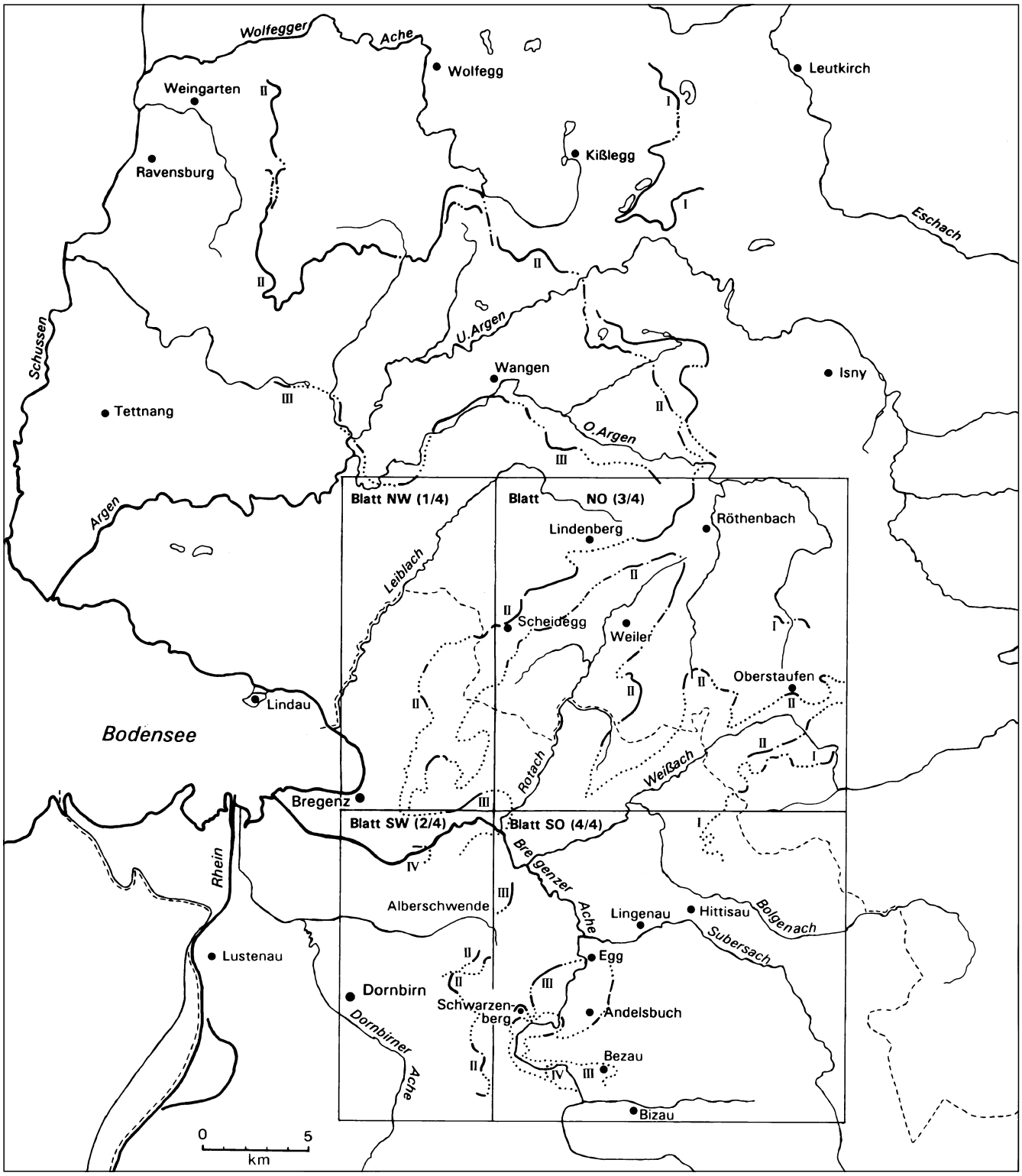

Abb. 1.
Jüngste Teilstadien der vier Rückzugskomplexe und Lage der vier Kartenblätter mit globaler Umgrenzung des untersuchten Gebietes.

und proglazialen Abflußsysteme erwies sich als nützlich und ergab eine gute Verknüpfung mit den ihnen verbundenen Landformen und Ablagerungen und war auf diese Weise gut zur Aufklärung der Abfolge der Ereignisse. Die Position des Gletschers im Maximum des letzten großen pleistozänen Eisvorstoßes und das Vorkommen älterer Ablagerungen wird nur kurz diskutiert. Das Abschmelzschema, wie es DE JONG (1983) für das angrenzende deutsche Alpenvorland entwickelt hat, wird als Leitfaden zur Rekonstruktion benutzt. In diesem Gebiet waren drei hauptsächliche Rückzugskomplexe unterschieden worden; diese hatten sich während Halten oder Phasen sehr langsamen Gletscherrückgangs im Gefolge des letzten großen pleistozänen Eisvorstoßes entwickelt. Ein zusätzlicher – Vierter – Rückzugskomplex wird in dieser Arbeit vorgestellt.

Die Landformen und Ablagerungen, die hier beschrieben werden, werden auf die Namen von nahegelegenen Dörfern oder Bauernhöfen bezogen, wie sie in den topographischen Karten 1 : 25.000 der deutschen Länder von Bayern und Baden-Württemberg und in den topographi-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 2.
Blick von Sulzberg-Oberköhler gegen Westsüdwest in das Gebiet südlich des Pfänder-Hirschberg-Rückens (P).
Der Unterlauf des Bregenzerachtals (B) wurde von einem Lappen des Rhein-Ill-Gletschers bei seinem Weg vom Rheintal (R) in das Rotachtal (Ro) benützt. Zu beachten ist, daß die großmaßstäbige Morphologie von der geologischen Struktur beherrscht wird, der Südhang des Pfänders ist eine Stirnseite und die gegenüberliegende Flanke zeigt das Schichtfallen.
Aufnahme: M.G.G. DE JONG.

schen Karten 1 : 25.000 und 1 : 50.000 von Österreich verwendet werden. Eine geologische Übersicht ist in Abb. 3 dargestellt.

Den bedeutendsten Örtlichkeiten wurden auf der Karte und in der Tafel der Beilage 2 gleiche Nummern gegeben (die Numerierung ist nicht völlig durchgehend, weil drei Nummern gestrichen wurden). Auch im Text werden dieselbe Nummern verwendet. Der Leser wird deshalb gebeten, die Karten (und die Tafel) laufend zu verwenden, um die Lokalisierung vorzunehmen und die Höhenangaben zu nützen. Es ist aber zu beachten, daß nicht alle Örtlichkeiten aus den Beilagen 1 und 2 im Text beschrieben wurden. Anzufügen ist, daß Beilage 1 ein Extrakt einer Serie von detaillierten geomorphologischen Karten (im Maßstab 1 : 10.000) ist, die derzeit vorbereitet werden.

Ohne weitere Beifügung sind die Ausdrücke „Schneegrenze“ und „Gleichgewichtslinie des Gletschers“ (ELA) in dieser Arbeit austauschbar (cf. GROSS, KERSCHNER & PATZELT, 1978).

2. Sedimente, älter als der letzte pleistozäne Haupteisvorstoß

2.1. Das Gebiet bei Hochwacht – Hocheck

Gut sortierte Schotter und schottrige Sande sind in einer Schottergrube bei Hochwacht-Hocheck (1) etwa 3 km östlich von Bregenz in einer Seehöhe von etwa 600 m aufgeschlossen (DE GRAAFF, 1992b). Die Grube liegt in einer Terrasse nördlich der Bregenzerachschlucht. Die eigentliche Oberfläche der Terrasse ist gewellt. Die tiefen Teile zeigen die Morphologie flacher Abflußrinnen, die gegen West fallen, was gerinneabwärts noch deutlicher wird.

Während der Geländebegehungen 1990 waren vorwiegend westwärts einfallende Kreuzschichten aufgeschlossen. Diese werden als Deltaablagerungen interpretiert. In der nordöstlichen Grubenwand wurde eine halbkegelförmige Gruppe von abtauchenden Schichten beobachtet, die den Eindruck eines von Ostnordost vorstoßenden Deltalappens vermittelten. Eine massive, bis zu 4 m dicke diamiktische Schicht, die als Grundmoräne zu interpretieren ist, überdeckte diskordant die Deltasedimente in der nördlichen Grubenwand, die an der Flanke einer Abflußrinne abgebaut wurde. Deformierte Sande und Schotter mit Kennzeichen von Zugdeformationen waren im höchsten Teil der von einer Schutthalde bedeckten südöstlichen Wand der Schottergrube lokal aufgeschlossen. Ihre stratigraphische Position über oder unter der Grundmoräne konnte nicht geklärt werden. In vorhergehenden Jahren waren deformierte fluviatile Sedimente mit stellenweise zwischengeschalteten diamiktischen Ablagerungen in den südlichen, höchsten Teilen der Grube beobachtet worden, wobei sie die Nähe der Gletscherstirn anzeigten. Der Stoßzahn eines Mammuts, der kaum Abrollungsspuren aufweist, war 1989 in den Deltaschottern etliche Meter unter der höchsten Oberfläche gefunden worden (DE GRAAFF, 1992b). Das ^{14}C-Alter des Stoßzahns beträgt 23.900±400 Jahre vor heute (UtC-1292). Die Deutung der Fazies in Verbindung mit der Datierung ergibt ein Delta, das sich im Gebiet am Beginn der letzten Vergletscherung entwickelt, infolge des vorstoßenden Rheintalgletschers, der den Ausgang des Bregenzerach-Flusses zu blockieren beginnt und in der Folge die Ablagerungen überfließt, die sich in dem auf diese Weise, vermutlich während einer Oscillationsphase des Gletschers, gebildeten temporären See entwickelt haben (siehe DE GRAAFF, 1993 und 1994 für weitere Information). Die Morphologie der Flächen unter dem Gletscher wurde während der Abschmelzungen (siehe Kap. 7.) von Entwässerungsrinnen der spätglazialen Stauseebildungen des Bregenzerwaldes überformt.

2.2. Das Gebiet bei Oberau – Hor und Gesern – Hälin

Terrassen treten bei Oberau – Hor (2), etwa 3 km östlich von Bregenz, in einer Seehöhe von etwa 660–700 m am Südhang des Pfänderstockes auf (DE GRAAFF, 1992b). Sie werden von sandigen Schottern und diamiktischen Sedimenten unterlagert, aufgeschlossen sind sie in ehemaligen Schottergruben entlang der Straße von Bregenz nach Langen. Die Schotterablagerungen sind mehrere Zehnermeter mächtig und mit kalkigem Zement teilweise verfestigt. Es handelt sich um fluviatile Sedimente mit ursprünglicher Fließrichtung gegen Ost, wie von gelegentlicher Kreuzschichtung mit sanftem Einfallwinkel gegen Ost abgeleitet werden kann. Ein geringmächtiger diamiktischer linsenförmiger Körper von einigen Dezimetern Mächtigkeit und einigen Zehnermetern Erstreckung ist den Schottern im oberen Teil der Hauptgrubenwand in der größten Grube bei Oberau zwischengeschaltet. Er wird als Murablagerung aufgefaßt. Eine massive diamiktische Ab-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

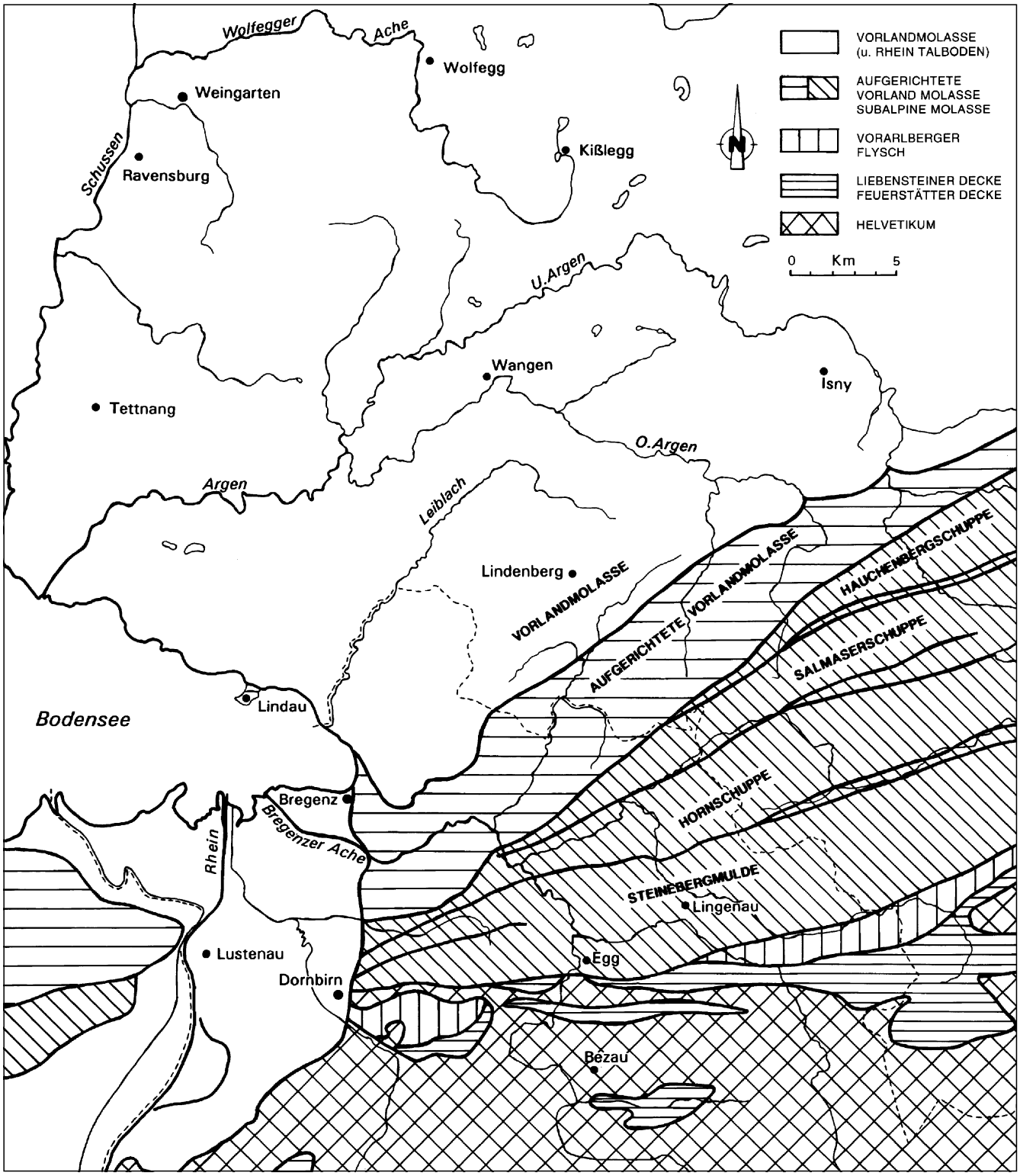

Abb. 3.
Geologische Übersicht (nach GWINNER, 1978).

lagerung mit etlichen Metern Mächtigkeit hat sich als diskordante Deckschicht über die sortierten Sedimente der gleichen Grube entwickelt. Sie wird als Grundmoräne aufgefaßt. Kleine Aufschlüsse von anstehender Molasse zeigen sich an der Basis, sie sind von einer geringmächtigen diamiktischen Schicht mit einzelnen großen Blöcken, als Moräne interpretiert, überlagert. Die Terrassen von Oberau – Hor sind Teil eines Systems, das sich bis östlich des Wirtatobel-Einschnitts zum Dorf Langen in annähernd 660 m Höhe verfolgen läßt. In Gesern und Hälin (3) liegt eine schottrige Schicht variierender Mächtigkeit direkt unter der Oberfläche, überlagert Grundmoräne und ist in Bacheinschnitten und gelegentlichen Baugruben aufgeschlossen. Für die mächtigen Schotterablagerungen war von KRASSER (1936) ein „Riß"-Alter angenommen worden. Nach RESCH, HANTKE & LOACKER (1979) waren sie an der Stirn des vorstoßenden "Würm"-Rheingletschers gebildet worden. Die Autoren dieser Arbeit stimmen im allgemeinen mit dieser letzteren Interpretation überein. Die schottrige Deckschicht über der Moräne in Gesern und Hälin

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

bildete sich jedoch während der Abschmelzung nach dem Haupteisvorstoß (siehe Abschnitt 6.9.). Das Alter der liegenden Moräne in der großen Grube von Oberau ist unsicher.

3. Das Maximum des letzten pleistozänen Haupteisvorstoßes und der erste Rückzugskomplex

3.1. Allgemeines

Wie unter anderen von GERMAN & MADER (1976), DE JONG (1983) und KRAYSS & KELLER (1983) diskutiert wurde, läßt sich die Position des Rheingletschers im Alpenvorland während des Maximums des letzten pleistozänen Hauptvorstoßes in seinen Einzelheiten schwer rekonstruieren. Die Schmelzwassertätigkeit während der ersten Phasen der Abschmelzung führte zu Erosion und Aufarbeitung der ältesten Ablagerungen. Der Komplex von Ablagerungen und Landformen, von dem allgemein gedacht worden war, daß er den Haupteisvorstoß repräsentiert – die sogenannte Äußere Jungendmoräne – ist im wesentlichen der Erste Rückzugskomplex (DE JONG, 1983). Infolgedessen können korrelierbare Landformen und Ablagerungen im Hinterland, also in Vorarlberg, falls sie überhaupt existieren, nicht als Zeugnisse des absoluten Maximums des Gletschervorstoßes verstanden werden.

Wegen ihrer Höhenlagen wirkten große Teile des Vorderen Bregenzerwaldes in Vorarlberg zweifellos als Schnee- und Eis-Akkumulationsgebiet (Nährgebiet) während des Haupteisvorstoßes – sie waren oberhalb der Schneegrenze gelegen – und es entstanden infolgedessen keine Eisrandablagerungen. Dies bedeutet, daß ein isoliertes und lokal höchstes Vorkommen von Ablagerungen in Randlage des Haupttalgletschers nur dann als „Maximalvergletscherung“ verläßlich interpretiert werden kann, wenn sich die Höhenlage der Schneegrenze oder die Mächtigkeit der Eisbedeckung während der Vergletscherungsphase von anderen, unabhängigen Zeugen ableiten läßt. In der Literatur sind Daten über die Schneegrenzhöhen während des „Würm“-Maximums verfügbar. Oft wurden die Werte jedoch, wie von DE GRAAFF & RUPKE (1979) ausgeführt wurde, auf Interpretationen von Datierungen von Ablagerungs-Landformen gegründet, die zwangsläufig häufig strittig sind. Überdies sind sie meist Durchschnittswerte von großen zusammengesetzten Gletschersystemen. Die lokalen Werte können durchaus differieren, indem sie die lokalen Bedingungen widerspiegeln. Und schließlich beruhen manche Kalkulationen auf Annahmen, die kaum überprüfbar sind, vor allem auf der Verwendung heutiger alpiner Gletscher als Analogon für eiszeitliche Gletscher, um die Schneegrenze festzulegen. In anderen Worten: Angaben über die Schneegrenzhöhen, die in der Literatur zu finden sind, sollten mit Sorgfalt benutzt werden, besonders wenn sie in „lokalen“ Maßstäben arbeiten.

KRAYSS & KELLER (1983; cf. KELLER & KRAYSS, 1982,1987) präsentieren eine Karte 1 : 500.000, die den maximalen „Würm“-Eisvorstoß des Bodensee-Rheingletschers abbildet. Bei Verwendung eines AAR von .67 (cf. GROSS, KERSCHNER & PATZELT, 1978) wurde die Schneegrenze (ELA) des großen zusammengesetzten Rhein-Linth-Gletschers während des Hauptgletschervorstoßes auf etwa 1.000 m Seehöhe errechnet. HANTKE (1978: p.373) hat jedoch die Schneegrenze (ELA) während des „Würm“-Maximums 1.300 m unter der heutigen Schneegrenze angesetzt. DONGUS (1980) postuliert, daß eine Erniedrigung um 1.200 m für das Maximum der letzten („Würm-“) Vergletscherung allgemein akzeptiert sei.

Neuestens haben VAN GELDER, DE GRAAFF & SCHURINK (1990) Konsolidierungswerte von unter dem Eis kompaktierten, feinkörnigen Sedimenten dazu benutzt, um die ehemaligen maximalen Eismächtigkeiten in Vorarlberg zu errechnen. Bemerkenswerterweise erwiesen sich die Mächtigkeiten durchschnittlich als geringer, als sie es nach geomorphologischen und sedimentologischen Einschätzungen gewesen wären, wobei tendenziell der Unterschied im nördlichen Teil von Vorarlberg geringer wird (VAN GELDER, DE GRAAFF & SCHURINK, 1990: Abb. 9), was wahrscheinlich der besseren subglazialen Entwässerung der Sedimente in diesem Gebiet zuzuschreiben ist.

GILLEBERT (1985) folgend, kann die äußerste Position des „Würm“-Gletschers im Gebiet Friesenhofen – Wuchsenhofen zwischen Isny und Leutkirch im deutschen Alpenvorland etwa am Osthang des Eschachtals zwischen Friesenhofen und Leutkirch, also östlich und nordöstlich der äußersten klassischen „Würm“-Landformen und -Ablagerungen (siehe geol. Übersichtskarte 1 : 200.000) gelegen haben. Er vermutet, daß die Trockentäler von Frauenzell und Wuchsenhofen und die Terrasse Urlauer Tann beim maximalen „Würm“-Gletschervorstoß aufgearbeitet worden sein könnten. Frühere Bearbeiter des Gebietes, (u.a. SCHMID, 1955) haben vermutet, daß diese Ablagerungen und Landformen „Riß“-Alter haben.

Erosionsformen können wesentlich sein, um Entwicklungen der Gletscherbewegung zu erkennen (siehe auch VERHOFSTAD, 1985), aber sie geben oft keine überzeugenden Hinweise auf die Maximalhöhe von ehemaligen Gletschern in Gebieten mit mehrfacher Vergletscherung. Unzweifelhafte Schliffgrenzen gibt es im Untersuchungsgebiet nicht.

3.2. Das Kontaktgebiet des Weißachgletscherlappens und des Illergletschers

3.2.1. Das Gebiet Hochhäderich und der Kojen-Imberg-Kamm

Die höchsten glazialen Ablagerungen an den Südhängen des Weißachtals bis westsüdwestlich von Steibis liegen nahe dem Imberg-Haus (4) in isolierter und eigentümlicher Lage zwischen 1.100 und 1.200 m Seehöhe. Ein sattelförmiger Paß mit der Sohle in etwa 1.220 m läßt eine Gletschertransfluenz vermuten, die an dieser Stelle die Lücke durch die strukturkontrollierte Kojen-Imberg-Kamm-Kette benützte. Eine kleine etwa halbkreisförmige Depression mit einem „Boden“ in ca. 1.140 m an der Nordnordwestseite des Passes erinnert an ein ehemaliges Kar. Glaziale Ablagerungen ergießen sich über die höheren Teile der Hänge der Depression und dahinter. Eine nur unwesentlich verwitterte kompakte diamiktische Ablagerung – eine Grundmoräne – war während der Geländearbeiten 1990 in einer flachen Grube unter einem entwurzelten Baum an der Sohle des Passes aufgeschlossen. Der Paß wird als eine Bildung des Gletschereises aufgefaßt, das während der letzten Vergletscherungsphase gegen Norden floß und dabei die Depression erodierte und die Moräne ablagerte. Betont wird, daß dieser Paß und die Depression sich vermutlich ’polyzyklisch’ entwickelt haben und daß fluviale und glaziale Erosion abgewechselt haben kann, wie das für andere Gebiete von VERHOFSTAD (1985) beschrieben wurde.

Westlich des Passes zeigen die steil südostfallenden Schichten von Sandsteinen und Konglomeraten der Mo-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lasse, die den Südsüdwesthang des Kojen-Rückens (1.391 m) bilden, die typische verschmierte Morphologie, die mit Glazialerosion vergesellschaftet ist. Am Fuß dieses Hanges ist ein Plateau in 1.200–1.250 m Seehöhe (5) bis zu 1 km Breite entwickelt. Dieses Gelände wird im Süden von der strukturkontrollierten Bergkette des Hochhäderich (1.566 m) begrenzt, wobei auch deren Westsporn von Glazialerosion überformt ist. In einer Höhe von 1.500 m haben sich die Reste eines tief verwitterten rötlichen Paläobodens bis heute erhalten (W. KRIEG, Aktenvermerk Zl. 71–p/89; 4.7.1989). Gegen Osten ist der Hochhäderich-Kamm von nordschauenden Karen zerschnitten, deren Böden in das Plateau übergehen. Der österreichische Teil des Plateaus ist von Torf bedeckt, der mehrere Meter mächtig ist und oberhalb glaziolakustriner Lehme und Silte entwickelt ist. Dies wurde 1990 in einer Grube am Ausgang des einzigen Kars auf der österreichischen Seite der Grenze beobachtet. Eine undeutliche diamiktische Schicht (? Moräne) wurde in die feinkörnigen Sedimente eingeschaltet gefunden. Lokale Moränen-Rücken treten an den Ausgängen der Kare auf der deutschen Seite auf (6). Ihnen gegenüber ist Grundmoräne, die nur geringe Anzeichen von Verwitterung zeigt, im Einschnitt des Lanzenbaches und seiner Zubringer, die den Ostteil des Plateaus zur Weißach hin entwässern, aufgeschlossen.

Das Vorkommen unverwitterter Grundmoräne sowohl am Plateau als auch im Sattel wird in Verbindung mit der glazialen Überformung des festen Untergrunds als ein starker Hinweis für Gletscherbedeckung des Gebietes bis zu einer Seehöhe von 1.300–1.350 m während der letzten Vereisung aufgefaßt. Entsprechend den regionalen Rekonstruktionen ist anzunehmen, daß ein Ast des kombinierten Bregenzerwald- und Subersach-Bolgenach-Gletschers vom Rhein-Ill-Gletscher im Weißachtal blockiert und abgelenkt wurde, sodaß er über das Plateau in östlicher Richtung floß und die lokalen Kargletscher berührte. Der hauptsächliche Auslauf des Plateaueises war östlich davon, wo die Gletschermassen jenes Eis berührten, das vom Oberlauf des Weißachtals her kam. Der zusammengesetzte Gletscher floß dann nordwärts durch den Kojen-Imberg-Kamm und dessen nordwestliche Fortsetzung in Richtung Oberstaufen. Eine kleine Gletscherzunge floß über den Sattel beim Imberg Haus und sorgte für einen zusätzlichen Abfluß der Plateaueismassen.

Die exakte Zeitstellung dieser Verhältnisse ist unsicher. Ein Vergleich mit den Südhängen des Weißachtals – wo die höchsten Ablagerungen, die am ehesten als Teil des Rückzugskomplexes I interpretiert werden (siehe Abschnitt 3.2.2.), nahe der Schwabenholz-Hütte in einer Seehöhe von 1.035 m (7) vorkommen – legt nahe, daß die Gletscherbedeckung des Plateaugebiets bis 1.300–1.350 m das Maximum der letzten Vereisung darstellt und daß die älteren Moränenrücken ein Teil des Rückzugskomplexes I sind. Die zugehörigen (lokalen) Schneegrenzen könnten während des Maximums der Vereisung zwischen 1.150 und 1.200 m und während des Ersten Rückzugskomplexes etwas höher (in etwa 1.250–1280 m) gelegen haben.

3.2.2. Das Weißachtal unterhalb von Im Escha und das Gebiet um Oberstaufen

Reichlich sind Eisrandablagerungen und -landformen am tieferen südlichen Hang des Weißachtals zwischen Littenbach und Steibis vorhanden (VOLLMAYR, 1958; VOLLMAYR & ZIEGLER, 1976; HANTKE, 1980: p.68–69; 1983: p.33; KNAACK, 1985). Sie wurden in seitlicher Position des Weißachgletscherlappens ausgebildet. In ostnordöstlicher Richtung nimmt ihre Seehöhe allmählich ab. Die Oberfläche oder die Kämme der einzelnen Eisrandwälle weisen oft einen von Westsüdwest nach Ostnordost gletscherabwärts gerichteten Gradienten auf. Die Ablagerungen und Landformen dokumentieren eine Serie von früheren Eisrändern, die eine relativ große Zeitspanne umfaßt.

Der älteste Eisrand kann aus den Eisrandablagerungen in etwa 1.035 m bei der Schwabenholz-Hütte (7) über die Ablagerungen südlich von Schindelberg (1.020 m bis 970 m; 8) und jene in etwa 940 m südlich von Steibis (9) rekonstruiert werden (Abb. 4).

Die Ablagerung von Im Escha (10) dürfte zum gleichen Gletscherrand gehören (Abb. 5). Heute hat sie Rückenform, Massenbewegungen haben die originale Geländeform verändert. Die flachgeformte Oberfläche, die sanft gegen Nordnordost geneigt ist, ist an ihrem höchsten Punkt (900 m) in den Nordhang der Imberg-Bergkette eingebunden. Sie wird als Rest einer größeren Fläche aufgefaßt, die mit flacher Ausbildung sanft gegen Nordnordost geneigt war. Im obersten Teil der Ablagerung gibt es derzeit keine Aufschlüsse. Das Gelände ist schlecht entwässert, was auf undurchlässige Ablagerungen schließen läßt, einige gekritzte Geschiebe wurden gefunden. In den tieferen Teilen der Flanken sind in von Massenbewegungen verursachten Absätzen Silte, Sande und Schotter aufgeschlossen. Die Ablagerungen können jenen siltigen und schottrigen Ablagerungen mit zwi-

Abb. 4.
Luftbild der Eisrandablagerungen von Steibis, am südlichen Hang des oberen Weißachtals, gegen Südwest.
Luftaufnahme: L.W.S. DE GRAAFF (September 1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 5.
Die Reste einer hocheiszeitlichen Talfüllung (Im Escha) als Luftbild gegen Ostsüdost.
Luftaufnahme: L.W.S. DE GRAAFF (September 1993).

schengeschalteten Murgang-Sedimenten ähnlich sein, die DE JONG & RAPPOL (1983) von einem Aufschluß talaufwärts im Weißachtal beschrieben haben. KNAACK (1985) merkt das Vorkommen unverfestigter Ablagerungen im unteren Teil der Katzen-Bach- und Mittel-Bach-Täler auf der Ostseite der Weißach gegenüber von Im Escha an.

Die Ablagerungen Im Escha werden mit Vorsicht als Rest einer (? glaziolakustrinen) Talfüllung aufgefaßt, die zum Weißachgletscherlappen hin abgelagert worden ist. Der Wasserzufluß kam in der Hauptsache von den nichtvergletscherten Teilen des Weißachtals. Die Fortsetzung des Entwässerungssystems talabwärts ist schwer verständlich. Der Abfluß gegen Westsüdwest durch das Weißachtal war vom Gletscher versperrt; auch ein Abfluß gegen Ost durch das Alpseetal war blockiert. Nur zum Tal der Oberen Argen nördlich von Oberstaufen war eine mögliche Abflußrichtung gegeben. Dies setzt voraus, daß das Wasser die Zunge des Weißachgletscherlappens entweder subglazial oder innerhalb des Eises gequert hat.

Hier wird für den ältesten ehemaligen Eisrand eine Korrelation mit dem Rückzugskomplex I, wie ihn DE JONG (1983) im angrenzenden deutschen Alpenvorland definiert hatte, vorgenommen. Eine direkte Verbindung mittels Geländeformen und Ablagerungen kann mit dem Vorland nicht hergestellt werden. Weil aber die Rekonstruktion jüngerer Eisränder vom Vorland in den Bregenzerwald ohne große Unterbrechungen möglich ist, ergibt sich auch die Bestimmungsmöglichkeit der relativen Position der älteren, isolierten Relikte und die Überbrückung größerer Lücken.

Ablagerungen, die mit den ältesten Eisrändern korrespondieren, sind gletscheraufwärts von der Schwabenholz-Hütte an den südlichen Hängen des Weißachtals nicht gefunden worden. Wenn es überhaupt je welche gab, müßten sie an der steilen Molasseflanke des Kojen abgelagert worden sein. Für Ablagerung und Erhaltung ist dies klarerweise eine ungünstige Örtlichkeit. Auf der anderen Seite könnte die Abwesenheit von Ablagerungen auch dem Durchgang einer ehemaligen Schneegrenze in etwa 1.050 m zuzuschreiben sein, wobei die Ablagerungen bei der Schwabenholz-Hütte knapp unterhalb dieser Schneegrenze entstanden wären. Dennoch ist dies ein weniger wahrscheinliches Szenario, weil es einen markanten Unterschied zum lokalen Schneegrenzwert in annähernd 1.250–1.280 m bedeuten würde, der von Ablagerungen von etwa ähnlichem Alter am Plateau südlich des Kojen-Rückens (siehe Abschnitte 3.2.1. und 3.2.4.) abgeleitet wurde.

Ältere Eisrandablagerungen oder Geländeformen wurden im Gebiet Aach – Steibis nicht gefunden, obwohl die Geländebedingungen für Ablagerung und Erhaltung lokal günstig wären. Dies wird als ein zusätzlicher Hinweis dafür betrachtet, daß der Schwabenholzhütte-Eisrand ein Teil des Rückzugskomplexes I ist. Andererseits ist es vorstellbar, daß die Schneegrenze während des Maximums der Vergletscherung wesentlich tiefer lag, nämlich unterhalb von 900 m. So wäre zu diesem Zeitpunkt keine Eisrandablagerung möglich und hätte die erste Ablagerung erst nach einer raschen Klimabesserung, die einem sprunghaften Anstieg der Schneegrenze zuzuschreiben wäre, stattgefunden. Wegen des Fehlens irgendwelcher Belege, die dieses Szenario unterstützen würden, und wegen des bemerkenswerten Unterschiedes des Schneegrenzwertes von annähernd 1.150–1.200 m, der im Gebiet des Hochhäderich-Imberg-Kammes zu schätzen ist (Abschnitt 3.2.1.), wird eine solche Konstruktion jedoch nicht bevorzugt.

„Frisch“ aussehende, relativ unverwitterte Grundmoräne wurde 1992 im Aufschluß eines kleinen Straßenanschnittes in etwa 900 m Seehöhe bei Tronsberg (11) ostnordöstlich von Oberstaufen im strukturell kontrollierten Tal des Tronsbergerbaches beobachtet. Sie wird als während der letzten Vereisung abgelagert angesehen und mit der Moräne im Gebiet Imberg Haus korreliert (4; Abschnitt 3.2.1.). KNAACK (1985) beschreibt ein kleines Vorkommen von möglicherweise Moräne in 930 m bei Buchenegg (12) südsüdöstlich von Oberstaufen. Auch dieses kann während des letzten glazialen Hauptvorstoßes abgelagert worden sein.

Die Terrassen von Mutten (845 m; 13) nördlich von Oberstaufen sind wahrscheinlich mit den oben beschriebenen Eisrand-Ablagerungen des Ersten Rückzugskomplexes zu verbinden. Sie sind von feinkörnigen Seeablagerungen unterlagert. Während der Geländearbeiten 1992 waren in einem kleinen Aufschluß (in etwa 835 m Höhe) in einer Rinne, welche die Nordostgrenze der Terrassen bildet, gutsortierte Tone aufgeschlossen. Die Morphologie der Terrassen – flache Oberflächen, von seichten Rinnen mit konkaven Querschnitten zerschnitten (Abb. 6) – unterstützt eine solche Interpretation. Es ist aus den Verhältnissen zu schließen, daß im unteren Abschnitt des strukturkontrollierten Mutten-Trabers-Tales ein kleiner See existierte, als der Abfluß durch einen Gletscher, der den Talausgang blockierte, behindert war. Der dazugehörige Gletscherrand mag auch bei der hügeligen Landform in

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 6.
Blick gegen Nord, zur höchsten Terrasse von Mutten (845 m).
Die gewellte Formung der Oberfläche ist das Ergebnis seichter Denudation, sie läßt das Vorhandensein undurchlässiger Seesedimente erwarten. Derartig Ablagerungen waren in einem kleinen Aufschluß (in etwa 835 m) in der Abflußrinne aufgeschlossen, welche die Grenze der Terrasse gegen Ost (links) bildet.
Aufnahme: M.G.G. DE JONG.

Wolfsried südöstlich von Stiefenhofen (854 m; 14) gelegen haben. Hier ist wahrscheinlich über der anstehenden Molasse ein Schleier glazialer Ablagerungen vorhanden.

3.2.3. Der östliche Teil des Alpseetals

Im Alpseetal, knapp östlich des Kartengebietes von Beilage 1, zeigt das Vorkommen von Moränen südlich Ratholz/Untere Klamme in 1.130–1.100 m (15) und bei Hündle in etwa 1.060 m (16) am südlichen Hang (RAPPOL, 1979; cf. KNAACK, 1985) eine Höhe von etwa 1.100–1.150 m für die Oberfläche des Illergletschers während der Ablagerung an. Lokal sind das die ältesten Eisrandablagerungen des letzten großen Eisvorstoßes („Oberes Würm"); ihr exaktes Alter ist jedoch nicht bekannt. Die Verbindung mit dem Rückzugskomplex I (DE JONG, 1983) wird vermutet. Eine Untergrenze für die korrespondierende Schneegrenzhöhe (ELA) kann bei 1.150 m geschätzt werden.

Die Eiskontakt zeigenden geschichteten Ablagerungen zwischen 950 m und 1.000 m südlich von Konstanzer (17) am gleichen Hang werden von RAPPOL (1983; cf. DE JONG & RAPPOL, 1983) so erklärt, daß sie sich während der Schlußphase der Vergletscherung gebildet haben, als der Gletscher sehr langsam einsank. Wir stimmen mit dieser Interpretation überein. KRAYSS & KELLER (1983) haben sich jedoch für eine Ablagerung während des Hauptgletschervorstoßes ausgesprochen. KNAACK (1985) erkannte glaziale Drift, feinkörnige Sedimente und Murstrom-Ablagerungen von der Abflußrinne am Talschluß des Mittel-Baches (in etwa 1.005 m; 18), eines kleinen Zubringers der Weißach. Sehr wahrscheinlich waren die Eisrandentwässerung und die maximale Höhe der Ablagerung eiskontaktierter Sedimente vom Überlauf zum Mittel-Bach durch die Spülrinne bestimmt.

3.2.4. Diskussion

Detaillierte Korrelierungen zwischen den oben beschriebenen Eisrandablagerungen und Landformen im Alpseetal, jenen an der Südflanke des Weißachtals (einschließlich des Hochhäderich und Kojen-Imberg-Kammes) und jenen im Gebiet nördlich von Oberstaufen sind wegen des Fehlens direkter Verbindungsglieder problematisch. Wahrscheinlich haben sich die ältesten Eisrandformen und -Ablagerungen in diesen Gebieten gleichzeitig als Teil des Ersten Rückzugskomplexes gebildet. Ihre Position im Verhältnis zu den jüngeren, gut korrelierbaren Landformen und Ablagerungen unterstützt diese Meinung.

Lokal läßt sich auf der Basis interpretativer Altersangaben für die Eisrandformen und -Ablagerungen die Position des Eisrandes während des Ersten Rückzugskomplexes rekonstruieren. Isolierte Moränenvorkommen sind Hinweise darauf, daß die Gletscher noch weiter vorgestoßen waren. Die exakte Lage des Gletscherrandes während des Vergletscherungsmaximums ist jedoch unbekannt.

Die Abflußrinne des Mittel-Baches entwässerte am Beginn der Abschmelzung Eisrandwasser vom Alpseetal ins Weißachtal, was zur Vorstellung führt, daß die Oberfläche des Illergletscherlappens zu diesem Zeitpunkt höher war als die Stirn des Gletschers östlich von Steibis.

Die Höhe der lokalen Schneegrenze während des Ersten Rückzugskomplexes wird bei etwa 1.250–1.280 m (aus den Moränenrücken am Ausgang der Kare der Bergkette des Hochhäderich) geschätzt. Während der Periode der maximalen Vergletscherung lag die lokale Schneegrenze im gleichen Gebiet bei etwa 1.150–1.200 m. KRAYSS & KELLER (1983) errechnen für diese Zeit eine Schneegrenzhöhe von 1.000 m für das Rhein-Linth-Gletschergebiet. Dies zeigt deutlich, daß sich die Werte von lokalen Schneegrenzhöhen durchaus von regionalen Werten unterscheiden können und daß regionale Werte deshalb nur mit Sorgfalt verwendet werden sollten (siehe Abschnitt 3.1.). In diesem Zusammenhang ist der Unterschied in der Interpretation des Alters einiger Ablagerungen bedeutungsvoll: Entsprechend KRAYSS & KELLER (1983) stellen die geschichteten Eiskontakt-Ablagerungen südlich von Konstanz (950–1.000 m) die maximale Vergletscherung dar; wir halten diese Ablagerungen für etwas jünger.

3.3. Der Pfänder-Hirschberg-Hochberg-Rücken und der Sulzberg-Rücken

Bei den Bearbeitern des Gebietes ist es ein Diskussionspunkt, ob sich der Pfänder-Hirschberg-Hochberg-Rücken (1.095 m) und der Sulzbergrücken (1.041 m) an beiden Seiten des Rotachtals während der Maximalvereisung als Nunatakker über den Gletscher erhoben hatten oder nicht. Einige Autoren (H. JÄCKLI, 1970, in HANTKE, 1980: p.68; VOLLMAYR & ZIEGLER, 1976) sprechen sich für diese Rücken als Nunatakker aus. SCHMID (1955) und KRAYSS & KELLER (1983) verfechten dagegen eine volle Bedeckung durch Gletschereis.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Eines der Argumente, das gegen eine Eisbedeckung verwendet wurde, ist, daß die Moränen auf den höchsten Lagen der Kämme tiefere und stärker entkalkte Böden zeigen als die Moränen in niedrigeren Seehöhen, sodaß die „Gipfelmoränen“ älter sein sollten. Auch eine Rekonstruktion der Gletscheroberfläche, die auf der Obergrenze des Vorkommens von Erratikern am Gäbris südöstlich von St. Gallen (1.251 m) beruht, würde zeigen, daß das Gletschereis die Pfänder-Hirschberg- und Sulzbergrücken nicht bedeckt hätte. Von uns werden diese Argumente nicht als befriedigend betrachtet. Zum Beispiel kommt etwa 25 m unterhalb und östlich des Kammes des Pfänderrückens relativ unverwitterte („frische“) Grundmoräne mit gekritzten Geschieben vor, unter denen auch Kristallinblöcke aus dem Silvrettagebiet sind, was doch nahelegt, daß der Pfänder während des Vergletscherungsmaximums eisbedeckt war. Ähnliche Ablagerungen sind in kleinen Bacheinschnitten knapp westlich des höchsten Punktes des Sulzbergrückens (bis auf annähernd 1.010 m Höhe; siehe auch RAPPOL & VAN GIJSSEL, 1988) aufgeschlossen. Zusätzlich kann die große Vielfalt in Textur, Struktur und Zusammensetzung der glazialen Ablagerungen im Gebiet (siehe besonders RAPPOL, 1983) zur Vielfalt der berichteten Bodenbildungen beitragen. Eine solche Erklärung wird durch die Resultate von P. MOHR (Vorarlberger Naturschau Dornbirn, pers. Mitt.), der über die Bodenbildung im Gebiet gearbeitet hat, unterstützt. Es wird festgehalten, daß das Vorkommen eines Moränenrückens von „Prä-Würm“-Alter auf der Ostseite des Hochberges (HANTKE, 1979, in HERRMANN & SCHWERD, 1983) bei der gegenwärtigen Kartierung nicht bestätigt werden konnte. Das Argument bezüglich der Verteilung von Erratikern zieht nicht in Betracht, daß oberhalb der Schneegrenze keine Ablagerungen vorkommen (siehe Abschnitt 3.1.), und scheint deshalb nicht schlüssig.

Die Fürsprecher einer völligen Bedeckung mit Gletschereis gründen ihre Schlüsse auf regionale Korrelationen und Rekonstruktionen der ehemaligen Gletscheroberflächen (SCHMID, 1955; KELLER & KRAYSS, 1983). Wir stimmen mit den Schlüssen der Genannten überein (siehe Abschnitt 4.2.).

4. Der Zweite Rückzugskomplex

4.1. Allgemeines

Der Zweite Rückzugskomplex wurde von DE JONG (1983) im Gebiet des Argenlappens des Rheingletschers im deutschen Alpenvorland definiert. Es handelt sich um eine Serie von Eisrand- und Eisvorland-Landformen und Ablagerungen, die so aufgefaßt werden, daß sie eine Phase der Stagnation (oder eines Haltes) oder eines sehr langsamen Gletscherrückgangs während der Abschmelzung nach dem letzten großen pleistozänen Eisvorstoß widerspiegeln, was möglicherweise mit einer Verlangsamung der allgemeinen Klimabesserung verknüpft war. Der Komplex bildet den Südrand eines Gebietes, das hauptsächlich aus Eisrand- und Gletschervorland-Landformen und -Ablagerungen aufgebaut ist. Der jüngere Teil oder die Untergrenze des Komplexes ist gut definiert; die Definition der Obergrenze ist eher locker, die Grenze ist nicht durch deutliche morphologische Grenzen markiert. Im allgemeinen entspricht der Komplex der klassischen „Inneren Jungendmoräne“ und dem „Stadialen Komplex Würm-Stein am Rhein“ von KELLER & KRAYSS (1980).

In den folgenden Abschnitten wird der Zweite Rückzugskomplex im Arbeitsgebiet überblickt. Geringfügig ältere Landformen und Ablagerungen – also jene, die zwischen den Ersten und den Zweiten Rückzugskomplexen liegen – werden ebenfalls kurz beschrieben.

4.2. Der Pfänder-Hirschberg-Scheidegg-Lindenberg-Rücken

Der jüngste Teilstand des Zweiten Rückzugskomplexes am Pfänder-Hirschberg-Scheidegg-Lindenberg-Rücken wird am Eisrand durch ein Entwässerungssystem charakterisiert, das sich vom Rieder-Bach-Trockental (19; siehe auch Abb. 7) über die Scheidegger Terrassen (20) und das Lindenberg-Trockental (21) in nordöstlicher Richtung zum Oberhäuser-Steinegaden-Rücken (22) erstreckte. Ein südlicher Ast floß von der Eisrand-Geländeform in Oberstein (23) durch das Scheiben-Bach-Trockental (24) und traf in Scheidegg auf den Haupt-Eisrandfluß (DE JONG, 1983; VAN GIJSSEL, 1984). Das Scheiben-Bachsystem, das nun im wesentlichen sedimentleer ist, ist wohl mit den Eisrand-Landformen bei Jungholz-Hub am Talschluß des Sägebachtals (25) zu verbinden, obwohl das Längsgefälle gering ist. Die Geländeformen im Talschluß des Sägebachs sind Teil einer Serie von Eisrand-Landformen, von denen die höchsten in etwa 960 m auftreten. Sie alle werden als Teilstadien des Zweiten Rückzugskomplexes aufgefaßt.

An den tieferen Hängen der Lindbergerhöhe/Riederhöhe (26) zwischen Scheidegg und Lindenberg betrachten

Abb. 7.
Blick gegen Nord, zum südlichen Eingang des Riederbach-Trockentals bei Lutzerreute.
Die eiszeitliche Entwässerung ist weiter nördlich über die Scheidegger Terrassen und das Lindenberg-Trockental zu verfolgen.
Luftaufnahme: L.W.S- DE GRAAFF.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

wir die Eisrand-Landformen und Ablagerungen als ältere Teilstadien des Zweiten Rückzugskomplexes (siehe auch VAN GIJSSEL, 1984). Jene an den oberen Hängen und am Kamm gehören wohl zur Übergangsperiode zwischen dem Ersten und dem Zweiten Rückzugskomplex. Korrelierbare Landformen und Ablagerungen treten östlich und nordöstlich von Lindenberg auf.

Eisrand-Landformen und Ablagerungen, die älter als das Rieder-Bach-Entwässerungssystem sind, gibt es an den Erhebungen von Daxenberg und Trugerhöhe (27) bis zu 1.020–1.030 m Seehöhe. Trotz ihrer teilweise ziemlich verwaschenen Formen werden sie als Bildung der letzten Vereisung betrachtet (VAN GIJSSEL, 1984). Aber die Vorkommen auf Trugerhöhe zeigen eine betont irreguläre Topographie mit kleinen, torfgefüllten Depressionen, sie werden als Moränen zwischen Gletscherlappen interpretiert, die das Aufbrechen des Rheingletschers in Zwei Lappen widerspiegeln: Den Argenlappen im Nordwesten, im deutschen Alpenvorland, und den Rotachlappen im Südosten, im Rotachtal. Zwei gut entwickelte, wahrscheinlich wiederholt benutzte Trockentäler gibt es westlich von Oberstein (28). Eines von ihnen war von Wasser durchflossen, das vom Rotachlappen gegen den Argenlappen floß, wobei eine Höhendifferenz bis zu 80 m angezeigt wird. Der Rotachlappen war wegen seiner Einengung im engen Rotachtal und deshalb, weil er im Süden noch Eis vom Bregenzerwaldgletscher erhielt, höher. Diese Landformen und Ablagerungen werden als zwischen dem Ersten und zweiten Rückzugskomplex liegend aufgefaßt. Es wird betont, daß das Vorkommen dieser Teilstadien als starker Hinweis für eine volle Überdeckung des Pfänder-Hirschberg-Hochberg-Rückens durch das Eis während der Maximalvergletscherung betrachtet wird.

4.3. Der Sulzberg-Rücken

Ein ausgeprägter Zug von Eisrand-Landformen befindet sich an der Ostflanke des Rotachtals. Er beginnt mit dem Eisrand-Rücken in Oberhaus (29) nordwestlich von Sulzberg und setzt sich gletscherauswärts über den Eisrandrücken von Schnellers-Untertrogen (30) und über die Terrassen von Rieder-Simmerberg (31, 32) zu den Terrassen von Ellhofen (33) fort. Die talauswärtige Fortsetzung des damit verbundenen Entwässerungssystems tritt in der Terrasse von Schunau (34) auf. Einzelheiten haben KRUSE (1979), DE JONG (1983), VAN GIJSSEL (1984) und KNAACK (1985) vorgestellt. Der Zug ist das östliche Gegenstück des Entwässerungssystems Riederbach – Scheidegg – Lindenberg (siehe Abschnitt 4.2.) und folglich ein Teil des Zweiten Rückzugskomplexes.

Verschiedene Eisrand-Landformen, die älter als die vorher erwähnten sind, treten südlich von Hinterschweinhöf an der nordwestlichen Flanke des Sulzbergrückens bis etwa 980 m (35) auf. Bis auf etwa 1.010 m ist der Hang durch einen mächtigen Mantel von Grundmoräne überzogen (siehe auch RAPPOL & VAN GIJSSEL, 1988). Aufschlüsse von Molassefelsen sind in den Gerinneeinschnitten des Hanges nicht beobachtet worden. Schwach geschichtete tonreiche diamiktische Lagen, die mit gelegentlich sandigsiltigen (bis zu mehreren Dezimetern mächtig) wechseln, sind in einer alten kleinen Schottergrube in einem der Eisrandrücken aufgeschlossen, der etwa 500 m nördlich der Grenzstation der Straße von Sulzberg nach Irsengund liegt. Die Textur der Masse dieser Ablations-Ablagerungen weist auf eine Aufarbeitung von subglazialem Schutt hin. Die Rücken korrelieren mit den Geländeformen von Daxenberg-Trugerhöhe (27) und jenen nördlich und nordwestlich von Oberstein (28) am Pfänder-Hirschberg-Rücken.

Die allgemeine Südwest-Nordost-Ausrichtung der morphologischen Züge des Sulzbergrückens wird bei Bruck Moos von einem Ost-West-Trend unterbrochen. Die Verteilung und Orientierung der Eisrand-Ablagerungen in diesem Gebiet (36) weist darauf hin, daß der Westteil des Eibele-Bach-Gletscherlappens das nördliche Ende des Sulzbergrückens in westlicher Richtung gequert hatte. Die zum Teil hummockartige Eisrand-Topographie westlich von Irsengund (880–960 m; 37) im nördlichsten Teil des Sulzbergrückens hat sich etwa zur selben Zeit wie diese Ablagerungen entwickelt – also zwischen dem Ersten und Zweiten Rückzugskomplex – und zwar seitlich des Eibele-Bach-Gletscherlappens.

4.4. Das Weißachtal und das Gebiet Eibele-Bach, Beulen-Bach und Mühl-Bach

Das jüngste Substadium des Zweiten Rückzugskomplexes im und um das Weißachtal ist durch eine Reihe von Eisrand-Ablagerungen mit vergesellschafteten (glazio-) fluvialen Zügen (DE JONG, 1983; KNAACK, 1985; siehe auch SCHMID, 1955; VOLLMAYR, 1958; VOLLMAYR & ZIEGLER, 1976; KRUSE, 1979; KELLER & KRAYSS, 1980) definiert. Sie verläuft von ausgeprägten Rücken bei Schindelberg-Hufen (38) und Ifen (39) an den Südhängen des Weißachtals über die Talfüllung von Oberstaufen (40) und die wenig ausgeprägten Moränen bei Hinterreute (41) am Beginn des Mühl-Bachtals zu den Rücken von Irsengund (42) am Talschluß des Eibele-Bach-Beckens und Beginn des Beulen-Bach-Tals (Abb. 8). An einigen Orten kommen zwei oder mehr engbenachbarte Rücken vor, die zugehörigen glaziofluvialen Abflußmuster waren vom gleichen lokalen Vorfluter kontrolliert worden. Sie alle werden als Teile des Zweiten Rückzugskomplexes aufgefaßt.

Eisrand-Geländeformen, die altersmäßig zwischen dem Ersten und Zweiten Rückzugskomplex vermitteln, sind im Gebiet zwischen Oberstaufen, Oberreute und Harbatshofen häufig. Sie bildeten sich aus, als der Gletscher, der während des Ersten Rückzugskomplexes das Gebiet völlig bedeckt hatte, in Lappen auseinanderbrach und schrittweise das Gelände freigab, wobei er kurzfristig die hohen Molasserücken von Balzer-Berg, Koien-Holz und Altens-Berg als über das Eis aufragende Nunatakker erscheinen ließ. Damit verbunden werden können die Geländeformen und Ablagerungen einschließlich der hummockartigen Topographie von Harbatshofen (43) und der Rutzhofen-Mittelhofen-Moränen und Sander (44, 45; Abb. 9). Überbleibsel des zugehörigen proglazialen Entwässerungssystems treten an der Ostflanke des Oberen Argentals und im Gebiet nordnordöstlich von Oberstaufen auf, besonders das Schwarzenbach-Trockental (46) und die Terrassen von Ober- und Unterthalhofen (47) und Jungensberg (48). Hier wird ein detaillierter Beitrag zum schrittweisen Rückgang des Gletschers aus dem Gebiet nicht gegeben; dem Leser wird empfohlen, dazu die Beilage 1 zu studieren (siehe auch SCHMID, 1955; KRUSE, 1979; KNAACK, 1985).

4.5. Das Alpseetal östlich von Oberstaufen

Die Eisrand-Landformen an der Nordseite des Staufner Berges südsüdöstlich von Kalzhofen (49) hatten sich an

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 8.
Blick von Irsengund nach Nordnordost, zum oberen Einzugsgebiet des Eibele-Baches (Aufnahme: M.G.G. DE JONG).
Die Molassehügel von Altens-Berg (A) und Koien-Holz (K) waren während des Vergletscherungsmaximums eisbedeckt. Während der Bildung des Zweiten Rückzugskomplexes (S) waren die Hügel eisfrei und Koien-Holz bildete die Scheide zwischen zwei kleinen Gletscherlappen in den Mühl-Bach-(M)- und Beulen-Bach-Tälern. Das Gebiet im Vordergrund ist im wesentlichen eine subglaziale Landschaft mit einigen wenigen Resten von Moränenrücken (m).

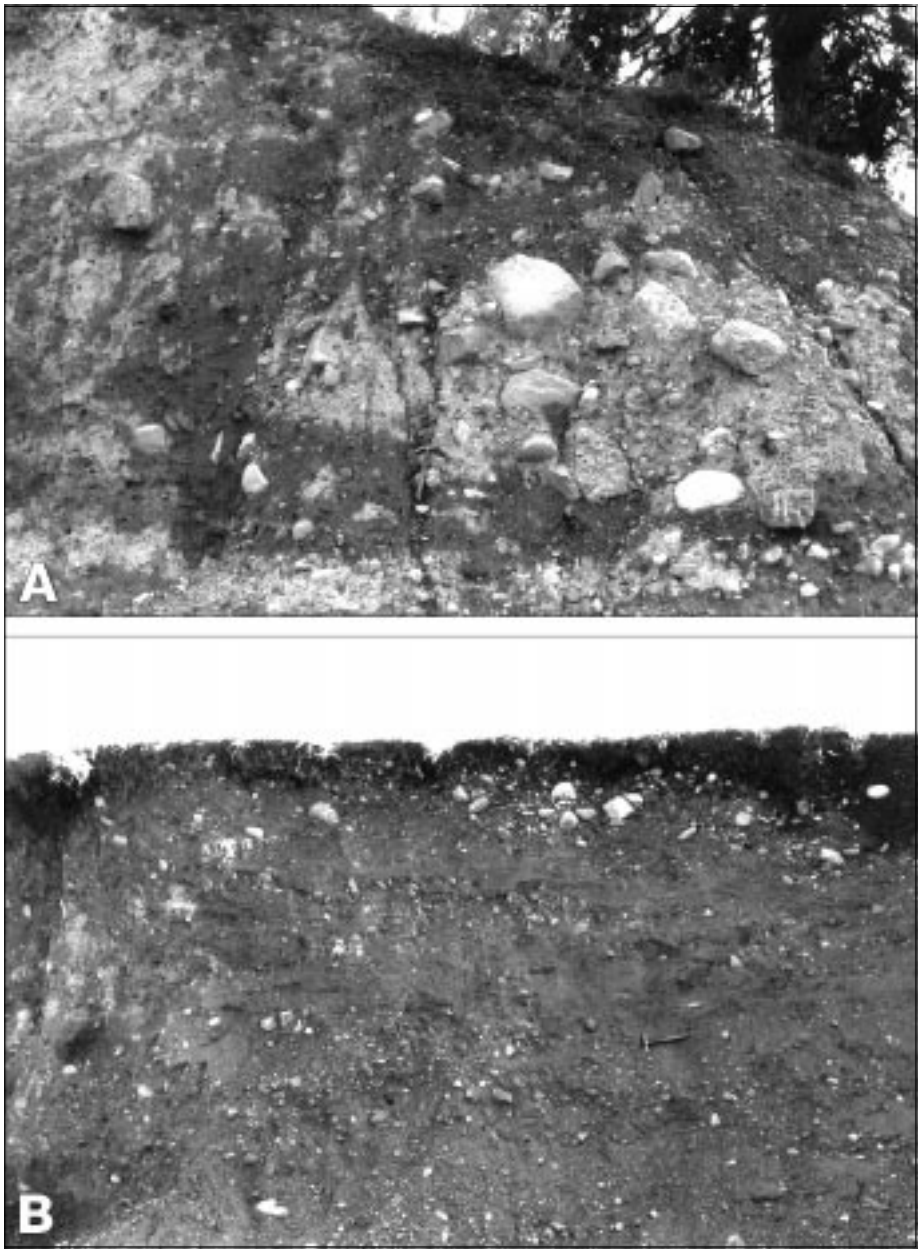

Abb. 9 (A und B).
Mittelmäßig sortierte und geschichtete, durch Fließwasser umgelagerte Ablagerungen im unmittelbar angelagerten Teil eines kleinen Eisrand-Rückens bei Rutzhofen (22f der Beilage 1 und 2)
Die Ablagerung illustriert die Bedeutung von Schmelzwassertätigkeit an der ehemaligen Gletscherstirn.
Aufnahme: M.G.G. DE JONG.

der westlichsten Zunge des Illergletschers im Alpseetal gebildet. An der Ausbildung dieser Geländeformen haben sich Ablagerung und Erosion einschließlich Wiederaufarbeitung durch die lokalen Gerinne des Tronsberger-Baches und des Jugend-Baches beteiligt. Das zusammengefaßte Entwässerungssystem vereinigte sich gerinneabwärts mit dem Schmelzwasserfluß, der vom Eisrand in Oberstaufen (40) herkam.

Im Gebiet des Sattels in 770 m südlich des Staufner Bergs war der Weißachgletscherlappen während des Zweiten Rückzugskomplexes wahrscheinlich noch mit dem Illergletscher in Kontakt.

4.6. Das Gebiet Bödele – Weißenfluhalpe

Die Eisrand-Rücken am Bödele (50, Abb. 10) sind von DE GRAAFF & RUPKE (1979), SIMONS (1985) und DE GRAAFF (1986) im einzelnen beschrieben worden. Gletscheraufwärts werden sie vorläufig mit den Eisrand-Rücken und/oder -Ablagerungen bei der Lustenauer Hüt-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 10.
Markante Zeugen des Zweiten Rückzugskomplexes sind die Moränenwälle vom Bödele.
Hier handelt es sich um einen Doppelwall, von dem die unterste Form auf diesem Foto gegen Nordwest aufgenommen wurde.
Aufnahme: L.W.S. DE GRAAFF.

te (51) und Klausberg (52) und der Weißenfluhalpe (53) verknüpft. Sie alle bildeten sich randlich des Bregenzerwaldgletschers.

Eine Korrelation wird auch mit jenen Ablagerungen und Geländeformen des Zweiten Rückzugskomplexes angenommen, die sich in seitlicher Position des Rotachgletscherlappens am Pfänder-Hirschberg-Scheidegg-Lindenberg-Rücken (Abschnitt 4.2.; cf. KELLER & KRAYSS, 1980) gebildet haben. Ein direktes Verbindungsglied fehlt, diese Korrelation beruht auf der Übereinstimmung der Höhen, wobei ein Gradient angenommen wird, der ähnlich jenem im Gebiet Jungholz-Hub (25) ist, sowie darauf, daß ihre Lage mit jüngeren, gut verknüpfbaren Eisrändern übereinstimmt.

4.7. Diskussion

KELLER & KRAYSS (1980), die verschiedene AAR-Werte verwenden, vermuten eine Schneegrenzhöhe (ELA) zwischen 850 und 1.150 m für das älteste Teilstadium ihres „Stadialen Komplexes Würm – Stein am Rhein“. Auf der Basis der oben dargestellten Korrelationen kann die tiefste Schneegrenzhöhe im Arbeitsgebiet für den Zweiten Rückzugskomplex bei 1.300 m angeschätzt werden. Dieser Wert ist von Eisrand-Landformen und -Ablagerungen abgeleitet, welche sich seitlich am Bregenzerwaldgletscher entwickelt hatten. Dessen Nährgebiet war relativ klein und in Nordexposition. Es sollte sich um eine minimale ELA-Schätzung für das Gebiet des Bregenzerwaldes handeln. Die Werte, die von KELLER & KRAYSS geboten werden, sind Durchschnittswerte für den zusammengesetzten Rhein-Gletscher mit seinen großen inneralpinen Nährgebieten. Abgesehen von den Unsicherheiten bei der Ableitung der letzteren Werte können die geographischen und die Gebietsunterschiede für die Diskrepanz verantwortlich sein. Der Fall illustriert die Risiken, die mit Korrelationen über große Entfernungen auf der Basis von ELA-Werten, vor allem quer über Hauptgletscher hinweg, verbunden sind. Siehe auch die Abschnitte 3.1. und 3.2.4.

SMIT SIBINGA-LOKKER (1965) nimmt die Gletscheroberfläche am Hochälpele (1.453 m) westnordwestlich der Lustenauer Hütte (51) während des Maximums der letzten Vereisung auf 1.300 m Seehöhe an. DE GRAAFF & RUPKE (1979) schätzen die maximale Gletscherhöhe um das Hochälpele für diesen Zeitabschnitt auf 100–200 m über den Rücken des Bödeles (1.190 m). Die hier vorgestellte Interpretation des Zweiten Rückzugskomplexes läßt diese Schätzungen als etwas niedrig erscheinen.

5. Der Übergang vom Zweiten zum Dritten Rückzugskomplex

5.1. Allgemeines

Eisrandablagerungen und Landformen, die jünger als der Zweite Rückzugskomplex (Kap. 4.) und älter als der Dritte Rückzugskomplex (Kap. 6.) sind, treten überall im Vorderen Bregenzerwald und den angrenzenden Gebieten auf. In den folgenden Abschnitten werden sie überblickt.

Der jüngere Teil oder die Untergrenze des Zweiten Rückzugskomplexes ist klar definiert. Der ältere Teil oder die Obergrenze des Dritten Rückzugskomplexes ist jedoch nicht immer sehr charakteristisch; in manchen Gebieten endet eine umfangreiche Serie von fortschreitend jüngeren Eisrändern an der klar erkennbaren unteren Grenze des Dritten Rückzugskomplexes, während die Obergrenze etwas willkürlicher gezogen werden muß.

5.2. Das Gebiet um Lingenau und Großdorf

Eisrand-Landformen und Ablagerungen gibt es im Nordosten, Norden und Nordwesten von Lingenau (54). Sie wurden im Gelände entwickelt, das eisfrei wurde, als sich der Bregenzerwaldgletscher aus dem Gebiet Hittisau (siehe Abschnitt 5.5.) zurückzog. Die Fortsetzung nach Norden ist in Ablagerungen und Terrassen in Reute und Langenegg, südlich der Rücken von Finkenbühl und Hälisbühl, also im Kontaktgebiet des Bregenzerwaldgletschers mit dem Weißachlappen des Rhein-Ill-Gletschers, zu finden. Ein Lappen des letzteren stieß eine gewisse Strecke in südöstlicher Richtung in das zentrale Bregenzerwald-Becken vor, was sich aus der Schotter-Petrographie von Grundmoränen im Gebiet Langenegg ableiten läßt (siehe auch Abschnitte 5.3. und 6.4.). Die gesamte Reihe der Eisrand-Landformen und Terrassen zeigt einen allgemeinen Rückgang der Höhen von etwa 780 m nordöstlich von Lingenau zu etwa 690 m am Finkenbühl. Der lokale Vorfluter wurde durch ein „Trockental“ in Gfäll zwischen den Finkenbühl- und Hälisbühlrücken gebildet.

Die Ausbildung dieser Geländeformen und Ablagerungen ging der Entwicklung des großen Lingenau-Deltas (siehe Abschnitt 6.2.) voraus.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

5.3. Das Gebiet östlich von Alberschwende

Zwischen 755–690 m kommen bei Vorholz-Tannen-Reute (55) Eisrandterrassen vor. Sowohl ihre Ausrichtung als auch die Petrographie der Grundmoränen westlich von Langenegg zeigen an, daß eine Zunge des Rhein-Ill-Gletschers in südöstlicher Richtung in das zentrale Bregenzerwald-Becken vordrang. Danach bildeten sich die Geländeformen und Ablagerungen des Dritten Rückzugskomplexes östlich von Alberschwende (siehe Abschnitt 6.4.).

5.4. Das Gebiet westlich und nördlich von Schwarzenberg

Von DE GRAAFF & RUPKE (1979), SIMONS (1985) und DE GRAAFF (1986) sind die Eisrand-Landformen in etwa 1.100–1.080 m östlich der Lustenauer Hütte (56), jene unmittelbar westlich Schwarzenberg zwischen 1.000–800 m (57) und jene von Brittenberg-Grund (830–680 m; 58) nördlich von Schwarzenberg beschrieben worden. Dem Leser wird empfohlen, zwecks Einzelheiten diese Veröffentlichungen nachzuschlagen.

5.5. Der untere Teil des Bolgenachtals

Oberhalb der Terrassen von Riebinger (59) und Zwing (60), die beide zum Dritten Rückzugskomplex gehören (siehe Abschnitt 6.6.; Abb. 10), bedeck(t)en (glazio-)fluviale Ablagerungen die Schultern des V-förmig fluvial eingeschnittenen Bolgenachbaches bis zu etwa 770 m bei Mühlbach (61) an der Westseite der Schlucht und bis zu etwa 740 m bei Eggling (62) an der Ostseite. Viele von ihnen sind während des Dammbaues in Bolgenach (Abb. 11) zur Schottergewinnung abgebaut worden. Ins Einzelne gehende Beschreibungen und Kartierungen der ursprünglichen (Terrassen-)Morphologie sind von SIMONS (1985) geboten worden. Die Höhenunterschiede zwischen den Terrassen sind allgemein nur gering. Die größeren Niveaus zeigen verhältnismäßig steile Gradienten ihrer Oberfläche. Die allgemeine Ausprägung vermittelt das Bild fortlaufender Erosion und Aufarbeitung. Die jüngeren Terrassen wurden gleichzeitig mit den Riebinger- und Zwing-Terrassen entwickelt; die älteren Terrassen können als Übergangsstadien zwischen dem Zweiten und dem Dritten Rückzugskomplex aufgefaßt werden.

Die Topographie der Terrasse nördlich von Krumbach mit ihren Hohlformen wird als das Ergebnis von Sedimentierung (Lieferung aus dem Bolgenachtal) über und rund um Körper von Toteis betrachtet. Die deformierten Strukturen von durch Wasser abgelagerten Sedimenten, welche einmal in einer Schottergrube bei Krumbach aufgeschlossen waren – der Großteil des Gebietes ist den Abbauvorgängen zum Opfer gefallen – lieferten reichliche Hinweise für eine solche Erklärung (siehe KRIEG & VERHOFSTAD, 1986). Eine Entstehung der Hohlformen als die Negative von „naled sheets“ (cf. KOZARSKI 1975; CEGLA & KOZARSKI 1977) kann aufgrund dieser Beobachtungen ausgeschlossen werden. Aus dem gleichen Grund wird auch die Interpretation von SIMONS (1985), daß die Hohlformen Dolinen seien, abgelehnt.

Eine zweite, ältere Gruppe von Terrassen und durch Wasser abgelagerten Sedimenten tritt östlich der Bolgenach am unteren Hang der nordwestlichen Flanke des Kojen-Imberg-Kamm-Bergzugs von etwa 820 m in Au bis etwa 740 m in Riefensberg (63) auf. Diese oberen Terrassen werden als ehemalige Eisrandlagen aufgefaßt (SIMONS, 1985), der Weißachgletscherlappen hatte die Hohlform besetzt, die später mit den Sedimenten von Mühlbach und Eggling gefüllt wurde. Die Höhe der Terrassen und Ablagerungen schwankt sehr, ein Zeugnis für den rückschmelzenden/einsinkenden Gletscher. Auf regionalem Maßstab stimmen sie mit den Eisrand-Landformen im Gebiet Schreckenmanklitz-Bösenscheidegg an der Nordwestflanke des Rotachtals überein (siehe Abschnitt 5.6.).

Die große Terrasse von Hittisau (64) ist ein Deltarest (SIMONS, 1985; Abb. 12). Auf der Basis einer regionalen geomorphologischen Entwicklungsreihe ist es offensichtlich, daß die Entwässerung gegen West-Südwesten (aus dem Bolgenach- und Subersachtal) während der Bildung des Deltas durch den Bregenzerwaldgletscher blokkiert war. Die westliche oberste Oberfläche der Terrasse ist durch Hohlformen irregulär geformt, wobei diese Hohlformen als das Ergebnis der Ablagerung auf oder rund um totes oder stagnierendes Eis aufgefaßt werden. Auch dies drängt die Vorstellung auf, daß das tote oder stagnierende Eis das Gebiet einst „verstopft“ hatte und für die Entwässerung in Richtung auf den Unterlauf des Bolgenachtals ein wirksames Vorflutniveau darstellte. Auf diese Weise wurden Bedingungen zur Ausbildung eines Sees geschaffen. Wenn das so war, dann kann die große Terrasse von Hittisau (Abb. 12) mit den tieferen Terrassen im Unterlauf des Bolgenachtals, bei denen die Ablagerung auch inmitten von totem oder stagnierendem Eis vor sich ging, verbunden werden. Dies gilt insbesondere für die älteren

Abb. 11.
Luftaufnahme gegen Süd über Krumbach, Richtung Hittisau.
Hinter der Kirche von Krumbach verläuft das Krumbach-Trockental. Dieses entwikkelte sich in den vorher abgelagerten Schotterablagerungen der Bolgenach. Deutlich ist direkt links oberhalb der Bildmitte der Bolgenach-Staudamm zu sehen.
Luftaufnahme: L.W.S. DE GRAAFF (September 1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 12.
Blick gegen Südost über den südlichen Teil des Bolgenach-Stausees auf die Hittisau-Terrasse (800 m), mit Oberlauf des Subersachtals und dem Ifenplateau im Hintergrund.
Luftaufnahme: L.W.S. DE GRAAFF (September 1993).

Terrassen der tieferen Reihe, weil die jüngeren Terrassen zeitgleich mit den Terrassen von Riebinger und Zwing und somit auch mit dem Lingenauer-Delta (65) sind, welches letztere eindeutig jünger als die große Hittisauer Terrasse ist (siehe Abschnitte 6.2. und 6.6.).

5.6. Das Gebiet bei Hirschbergsau und Schreckenmanklitz – Bösenscheidegg

Auf beiden Seiten des Kesselbachs treten Deltaterrassen auf. Eine detaillierte Beschreibung erfolgt im Abschnitt 6.7. Hier genügt festzustellen, daß die unterste Terrasse auf der Südseite des Kesselbachs in den Dritten Rückzugskomplex (siehe auch Abschnitt 6.10.) eingebunden ist. Die anderen Geländeformen sind geringfügig älter und werden als Zwischenstadien zwischen dem Zweiten und dem Dritten Komplex aufgefaßt. Festgehalten wird, daß diese Abtrennung ein bißchen künstlich ist: Denn die gesamte Abfolge widerspiegelt das langsame Hinschwinden des Rotachlappens mit dementsprechendem Freiwerden seitlicher und stirnseitiger Flächen.

Zwar während des gleichen allmählichen Gletscherrückgangs gebildet, aber älter als die Terrassen bei Hirschbergsau, sind die Eisrand-Landformen und Ablagerungen im Gebiet bei Schreckenmanklitz und Bösenscheidegg (66, 67, 68, 69; cf. DE JONG, 1983; VAN GIJSSEL, 1984). Die rekonstruierte Längsneigung des Entwässerungssystems ist hier wesentlich größer als jene im Alpenvorland. Unzweifelhaft gibt dies den Wechsel von Eisrand-Entwässerung im Rotachtal zur Stirn-Entwässerung im Vorland zu erkennen. Dieser Unterschied, in Verbindung mit dem Fehlen seitlicher und stirnseitiger Geländeformen in der Übergangszone, behindert eine durchgehende Korrelation. Dennoch festigt die Extrapolation der Gradienten die Erkenntnis, daß die Geländeformen von Schreckenmanklitz-Bösenscheidegg älter als der Dritte Rückzugskomplex sind (siehe Abschnitt 6.10.).

5.7. Das Subersach-Einzugsgebiet bei Sibratsgfäll und die Mündung des Lecknertals

In den Mittelläufen der Subersach und der Bolgenach fehlen auffälligerweise wesentliche Schotterablagerungen. An ihrer Stelle treten in großer Ausdehnung Seebodenablagerungen bis auf etwa 940 m um Sibratsgfäll im Subersachtal (70) und bis zu etwa 920 m im Bolgenachtal (71) auf. Im Bolgenachtal sind diese von 1–2 m (sub-)rezenten Schottern überdeckt. Zwei Kilometer westlich des Dorfes Balderschwang (Bolgenachtal) ist eine Felssturzmasse auf die Oberfläche der Seebodenablagerungen gefallen und hat diese teilweise deformiert (DE GRAAFF, 1986).

Ein großer Felssturzkomplex, der Konglomeratblöcke der Molasse enthält, die von der Südseite des Hochhäderich stammen, liegt am Zusammenfluß der Lecknerach und der Bolgenach östlich von Hittisau zwischen etwa 800 und 950 m Seehöhe (72). Der südwestliche, älteste Teil dieses Komplexes zeigt Spuren von Aufarbeitung durch den lokalen Lecknerachgletscher (DE GRAAFF & RUPKE, 1979). Gut entwickelte Moränenrücken mit kleinen glaziofluvialen Entwässerungsrinnen findet man östlich des Felssturzkomplexes im Lecknerachtal, sie sind als die jüngeren Stadien der Abschmelzserien aufzufassen, die auch den glazial aufgearbeiteten Anteil des Felssturzkomplexes beinhalten (73). Talauswärts verschmelzen die Rinnen mit dem Felssturzkomplex, was die interne Entwässerung durch die Sturzmassen bezeugt.

Die westlichsten und südwestlichsten Teile des Felssturzkomplexes sind in etwa 805–810 m Höhe von Schottern verhüllt, die die Bolgenach abgelagert hat. Es sind die talaufwärtigen Gegenstücke jener Sedimente, welche die große Hittisauer Terrasse westlich unterlagern (siehe Abschnitt 5.5.).

Folgende Abfolge der Ereignisse ist rekonstruierbar:

– Der Bregenzerwaldgletscher blockierte den Ausgang der Subersach und der Bolgenach in das Hittisauer Becken. Die Subersach- und Bolgenachgletscher hatten sich aus dem Gebiet bereits zurückgezogen und damit Platz für die Entwicklung von Seen mit Spiegelhöhen über 900 m gemacht. Daß der Bregenzerwaldgletscher immer noch einen Teil des Vorderen Bregenzerwaldes einnahm, während sich die Subersach- und Bolgenachgletscher aus dem Gebiet bereits zurückgezogen hatten, läßt sich durch Unterschiede in der Arealgrube und in der Höhe der verschiedenen Nährgebiete erklären, durch ein Diskussionsthema also, welches außerhalb des Rahmens dieser Arbeit liegt.
  Zu dieser Zeit kann der Lecknerachgletscher noch immer Kontakt mit dem Bregenzerwaldgletscher gehabt haben, oder die ältesten Felssturzmassen gingen nun zu Tal.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 13.
Ein Moränenwall des Übergangsstadiums II zum III bildet, westlich von Schönebach, noch heute die Talwasserscheide zwischen Bizauerbach, Seitenbach der Bregenzerache, und dem Dunkeltobel, Seitenbach der Subersache.
Diese Wallform befindet sich links der Bildmitte. Blickrichtung der Aufnahme gegen Südost.
Aufnahme: L.W.S. DE GRAAFF.

– Der Bregenzerwaldgletscher zog sich aus dem Gebiet zurück, die Seen in den Mittelläufen der Subersach- und Bolgenachtäler fielen trocken und die große Hittisauer Terrasse einschließlich der Ablagerungen, die die westlichsten und südwestlichsten Teile des Felssturzkomplexes umhüllen, bildete sich. Das Vorkommen bedeutender Schotterablagerungen unterhalb der Seeablagerungen der Bolgenach bleibt einigermaßen problematisch. Es kann unter der Annahme erklärt werden, daß lokale Sedimente aufgearbeitet wurden, welche von den Bolgenach- und/oder Bregenzerwaldgletschern abgelagert worden waren, bevor sie sich aus dem Gebiet zurückzogen.

  In diesem Stadium können sich der jüngere Teil des Felssturzkomplexes oder auch die ältesten Moränenrücken im Lecknerachtal weiter östlich abgelagert haben.

  Inzwischen bestehen auch andere Einsichten. Nach Untersuchungen von ähnlichen Ablagerungen im Subersachtal, ostlich und südlich von Sibratsgfäll, wurde es anerkannt, daß die unterliegenden Schotterablagerungen allgemein im letzten Pleniglazial von lokalen Gletschern überfahren worden waren. Darum ist anzunehmen, daß es sich um fluviatilen Ablagerungen handelt, die sich im Tal anhäuften im Anfang des letzten großen Vorstoßes des Gletschers. Nach dieser Theorie blockierte der Bregenzeracheglетscher damals die Entwässerung des Subersach- und Bolgenachtals, bevor diese Täler auch vergletscherten. Die Schotterablagerungen im Subersachtal sind lokal von einer Grundmoränenschicht überdeckt. Im Vergleich mit dem datierten Hochwacht-Schotter bei Bregenz (siehe unter 2) sind sie vermutlich etwas jünger und könnten aus einem Zeitabschnitt zwischen 23.000 bis 22.000 Jahre (^{14}C) vor heute stammen.
– Der Moränenwall des Subersachgletschers, westlich von Schönebach (74, Abb. 13) und die wenig jüngeren Wälle nördlich von dieser Ortschaft (75) sind ebenfalls dem Übergang vom Zweiten zum Dritten Rückzugskomplex zuzuordnen.
– Die jüngsten Moränenrücken im Lecknertal (117) wurden ausgeformt. Sie sind wohl als jünger als die große Terrasse von Hittisau aufzufassen. Es ist nicht undenkbar, daß sie ein Teil des Dritten Rückzugskomplexes sind.

6. Der Dritte Rückzugskomplex

6.1. Allgemeines

Allenthalben im Vorderen Bregenzerwald und in den angrenzenden Gebieten der Rotach- und Weißachtäler kommen zahlreiche glaziofluviale, Eisrand-fluviale und (Schwemmfächer)-deltaische Landformen vor. Sie haben gemeinsam, daß sie sich bei einem

Abb. 14.
Die Talwasserscheide des Rotachtals befindet sich bei Röthenbach, wo die Eisenbahnlinie quer durch das Tal gelegt wurde (im Vordergrund, Blickrichtung gegen Süd).
Die letzte eiszeitliche Entwässerung des Vorderen Bregenzerwalds fand auf 650 m Höhe statt und hatte sich in ältere Eisrandsedimente eingeschnitten.
Luftaufnahme: L.W.S. DE GRAAFF (September 1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

lokalen Vorfluter von etwa 650 m gebildet haben. Dies drängt die Vorstellung auf, daß sie alle zu etwa gleicher Zeit entstanden. Die Analyse ihrer Verbreitung und der zugehörigen Entwässerungssysteme zeigt ein System von Eisrändern mit einem Abfluß durch das Rotachtal zur Oberen Argen hin. Der regionale Vorfluter war das Flußtal (Abfluß) von Rentershofen (76) im Oberlauf des Rotachtals. Der höchste Punkt des Talbodens liegt hier bei etwa 650 m (Abb. 14). Heute bildet dieser Auslaß die Wasserscheide zwischen zwei unbedeutenden Bächen, nämlich dem Angerbach, der gegen Südwest in die Rotach fließt, und dem Schwarzenbach, der nach Norden zur Oberen Argen hin entwässert. Der Überlauf, der gletscherwärts sowohl die Eisrand- als auch die Seesedimentation bestimmte, schnitt sich allmählich in die Ablagerungen von Oberhäuser – Steinegaden (22) und Ellhofen – Schönau (33, 34) bis auf 650 m ein (siehe a.o. SCHMID, 1955; KRUSE, 1979; VAN GIJSSEL, 1984).

Der Abfluß gegen Nordosten endete, als das Wasser zwischen dem Gletscher im unteren Bregenzerachtal und der Südflanke des Pfänderrückens (siehe Kap. 7.) einen neuen Weg westwärts fand.

In den folgenden Abschnitten werden kurze Beschreibungen der Landformen und Ablagerungen mit dem Vorflutniveau von 650 m vorgestellt. An manchen Örtlichkeiten ist das 650 m-Niveau die jüngste einer Serie von fortschreitend jüngeren ehemaligen Eisrändern. Auch die älteren Substadien werden beschrieben. In Abschnitt 6.10. werden die Gründe dafür angeführt, daß das 650 m-Niveau dem Dritten Rückzugskomplex entspricht, wie ihn DE JONG (1983) definiert hatte.

6.2. Das Gebiet um Lingenau und Großdorf

Deltaterrassen treten in Lingenau und Großdorf (Abb. 15) im Mittelteil des Vorderen Bregenzerwaldes auf (65, 77). Ihre Oberflächen liegen heute bei etwa 680 bis 660 m. Kreuzschichtung und Übergußschichten sind in Schottergruben im Westen und Nordwesten von Lingenau aufgeschlossen (SIMONS, 1985; KRIEG & VERHOFSTAD, 1986). Aufschlüsse zugehöriger tieferer Seesedimente sind an der alten Straße von Lingenau nach Großdorf im Einschnitt der Subersach zu finden. Am Westrand der Lingenauer Ebene südwestlich der St. Anna-Kapelle gibt es in flachen Abflußrinnen, die von der Oberfläche der Terrasse ausgehen, Sedimentstrukturen, welche beweisen, daß die Rinnen als Teil des Deltatransportsystems entstanden sind.

Die Sedimente waren von der Subersach in einen großen See abgesetzt worden, der entstand, als sich der Bregenzerwaldgletscher aus dem Vorderen Bregenzerwald zurückzog (SIMONS, 1985; DE GRAAFF, 1986).

6.3. Das Gebiet an der Mündung des Schmiedebaches

Kleine Terrassen treten an der Mündung des Schmiedebaches in den mittleren Vorderen Bregenzerwald in etwa 660 m auf (78). Sie werden als Deltaterrassen aufgefaßt.

6.4. Das Gebiet östlich von Alberschwende

Im Detail hat SIMONS (1985) das Gebiet Nannen/Lanzen – Weitloch (79) beschrieben. Er erklärt das Gelände als ein Produkt flacher Erosion, wobei das „Austiefen“ in Etappen stattgefunden hat. Die Oberfläche ist von geschichteten Sedimenten unterlagert. Kreuzschichtung, die gegen Nordnordost fällt, wird von SIMONS von einem Aufschluß in einer der Terrassen von Weitloch östlich von Alberschwende berichtet. In der Karte der Beilage 1 wird eine andere Interpretation vorgestellt. Beachtenswert ist die allgemein südwest-nordöstliche Ausrichtung der Eisrandablagerungen und der Abflußrinnen im Gebiet (Abb. 16). Sie zeigt, daß der Rhein-Ill-Gletscher nicht mehr in südöstlicher Richtung in das Becken des mittleren Bregenzerwaldes eindrang (siehe Abschnitte 5.2. und 5.3.). Sie zeigt überdies, daß der Sattel von Alberschwende in etwa 700 m Seehöhe in dieser Periode immer noch durch einen Ast des Rhein-Ill-Gletschers bedeckt war.

6.5. Das Gebiet Schwarzenberg – Bersbuch – Bezau

Deltaschichtung ist in einer Schottergrube im Hügel Bühel östlich von Bersbuch (652 m; 80) aufgeschlossen. SIMONS (1985) berichtet von einer „Einschaltung von einer grundmoränenartigen Ablagerung, möglicherweise ’flowtill’ oder einem Hangprodukt“, und von Schichten, welche mit 22° gegen Ostnordost fallen. Das Delta, das die ’Ur’-Bregenzerach aufgebaut hatte, wurde während der folgenden Stadien der Abschmelzung erodiert. Die Terrasse östlich von Bersbuch (660 m; 81) und wahrscheinlich

Abb. 15.
Luftaufnahme über Egg gegen Nordost.
Die Subersach-Deltaterrassen von Lingenau (links oben) und Großdorf (rechts oben) erstrecken sich auf 680 bis 660 m Höhe. Diese Terrassen gehören zum R.K. III. Die zugehörige Entwässerung dieses 660 m-Stausees fand noch über die Wasserscheide des Rotachtals statt. Links der Bildmitte befindet sich eine Wiese auf 600 m Höhe, welche eine Deltaterrasse der R.K.IV ist. Sie entwickelte sich, als die Entwässerung endgültig Richtung Bregenz durchbrechen konnte.
Luftaufnahme: L.W.S. DE GRAAFF (September 1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 16.
Östlich von Alberschwende befindet sich eine Landschaft, die von späteiszeitlichen Eisrandrücken gekennzeichnet ist.
Es handelt sich um die letzten aktiven Phasen der über die Talwasserscheide von Alberschwende transfluierenden Eiszunge des Rheintalgletschers. Die zugehörige Entwässerung spielte sich noch auf dem Niveau des 660 m-Stausees im Bregenzerwald ein. Blickrichtung der Luftaufnahme gegen Westnordwest.
Luftaufnahme: L.W.S. DE GRAAFF (September 1993).

die Ablagerungen in 650 m bei U. Bezegg (82) sind mit Bühel verknüpft (siehe auch SIMONS, 1985). Die Terrasse von Bühel stellt die letzte einer Serie von Abschmelzstadien dar, die miteinander das 650 m-Niveau im südwestlichen Teil des Beckens des Vorderen Bregenzerwaldes bilden. Die Eisrandterrassen zwischen 750 und 685 m in Schwarzenberg (83; Abb. 17) (DE GRAAFF & RUPKE, 1979; SIMONS, 1985; DE GRAAFF, 1986; KRIEG & VERHOFSTAD, 1986) gehören zu den Serien auf der Westseite des Bekkens. Flußabwärts sind sie mit den Terrassen bei Stadler (690–650 m; 84) und mit jenen von Gropper (660 m; 85) und Grund (650 m; 86) (cf. SIMONS, 1985) verknüpft. Gegenstücke auf der Ostseite des Beckens gibt es bei Bühel (665 m, südlich von Rain-Unterbach; 87), O. Heidegg (665 m; 88) und Krähenberg (670 m; 89). Das Eisrandentwässerungssystem, von dem diese kleinen Terrassen zeugen, kann gut von einem Überlauf ernährt worden sein, der das Trockental von Bezegg benützt hat (90; heute vom Pfisterbach entwässert; Abb. 17).

Die von Toteissenkungen gekennzeichneten Eisrandablagerungen des Grebentobels (119, Abb. 18) gehören auch zum Dritten Rückzugskomplex. Es handelt sich um die einzige nicht bewaldete Lokalität in Vorarlberg, wo eine Toteislandschaft den Menschen noch nicht völlig zum Opfer gefallen ist. Für detaillierte Beschreibungen wird auf DE GRAAFF & RUPKE (1979), DE GRAAFF (1986), DE GRAAFF, RUPKE, SEIJMONSBERGEN & CAMMERAAT (1988) und DE GRAAFF, RUPKE, SEIJMONSBERGEN u.a. (1989) hingewiesen.

6.6. Der untere Teil des Bolgenachtals

Eine guterhaltene Terrasse liegt zwischen etwa 670 m und 650 m Höhe in Riebinger (59) am Zusammenfluß der Bolgenach und der Weißach an der Nordostseite der Bolgenach. Sie ist von Delta-Ablagerungen unterlagert (KNAACK, 1985; cf. SIMONS, 1985). Ihr schlechter erhaltenes Gegenstück an der Südwestseite der Bolgenach ist in Zwing (60) vorhanden. Erosion und Massenbewegung haben die ursprüngliche Geländeform verändert (SIMONS, 1985). Gegenstücke flußaufwärts und geringfügig ältere Geländeformen sind in Abschnitt 5.5. vorgestellt worden.

6.7. Das Gebiet bei Hirschbergsau

Die große Terrasse in Hirschbergsau am Nordwesthang des Rotachtals zwischen etwa 690 m und 660 m (92) ist die größte und tiefste einer Serie von drei an der Südseite des Kesselbaches (92, 93, 94). In einer Schottergrube in etwa 700 m Höhe sind in der mittleren Terrasse Kreuzschichten und Übergußschichten aufgeschlossen (VAN

Abb. 17.
Am südwestlichen Ortsrand von Schwarzenberg liegt zwischen 750 und 685 m Höhe eine Serie von Eisrandterrassen, die ebenfalls dem R.K.III zuzurechnen sind.
Das Material wurde weiter südlich vom Steinrieslerbach geliefert. Die Terrassen deuten darauf hin, daß der Bregenzerachegletscher südlich von Egg noch lag, als sich die Delta-Terrassen von Lingenau und Großdorf bereits entwickelten. Luftbild gegen West.
Luftaufnahme: L.W.S. DE GRAAFF (September 1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 18.
Vor der Mündung des Rimesbaches (Bezau) befinden sich Eisrandablagerungen des Grebentobels, die während des Rückzugstadiums III noch in Kontakt mit dem Bregenzerachegletscher abgelagert wurden.
Wegen des Abschmelzens von eingelagerten Eisblöcken des Gletschers hatte sich eine sogenannte Toteismorphologie in dieser Eisrandterrasse entwickelt. Diese Einsenkungen befinden sich also im durchlässigen Schotter und sind deshalb immer gut drainiert.
Aufnahme: L.W.S. DE GRAAFF.

GIJSSEL, 1984). Die anderen Terrassen werden wahrscheinlich von ähnlichen Sedimenten unterlagert sein. Weniger gut entwikkelte Terrassen gibt es an der Nordseite des Kesselbachs zwischen 680 m und 760 m. Es lassen sich drei Niveaus unterscheiden, wobei die unteren zwei (95, 96) wahrscheinlich mit den oberen zwei Terrassen an der Südseite des Kesselbaches verknüpft sind. Die unterste Terrasse auf der Südseite ist Teil des 650 m-Niveaus; die anderen Terrassen sind auf höheren Vorflutniveaus entwickelt und deshalb geringfügig älter. Die ganze Terrassensequenz widerspiegelt einen schrittweisen Rückzug des Rotachgletscherlappens, wobei der seitliche und stirnseitige eisfreie Raum gleichzeitig größer wurde. Sie ist etwas jünger als die Geländeformen und Ablagerungen bei Schreckenmanklitz und Bösenscheidegg (66, 67, 68, 69; siehe Abschnitt 5.6.).

6.8. Das Gebiet bei Aach

CORNELIUS (1927, in HANTKE, 1980: p.72) und MUHEIM (1934, in HANTKE, 1980: p.72) erwähnen das Vorkommen von moränenbedeckten Bändertonen im Weißachtal unterhalb von Aach, die von Sanden, Schottern und Moräne unterlagert sind. KNAACK (1985) stellt aus dem gleichen Gebiet (101) glaziolakustrine Ablagerungen, überlagert von Schottern, vor, wobei die Grenze zwischen den Schichten in 650 m angenommen wird. Eine Moränenbedeckung erwähnt er nicht. Er korreliert die Schotter mit den Terrassen von Steinebach und Weißach südwestlich von Oberstaufen zwischen etwa 690 m und 655 m (102). Mit dieser Interpretation stimmen wir überein. Es ist festzuhalten, daß einige der Ablagerungen durch die große Gleitung am Südhang des Weißachtals und durch Massenbewegungen, die sich nach der Ablagerung ereignet haben, disloziiert sind. Diese Verstellung beeinflußt die Interpretationen und Korrelationen im Gebiet nachteilig.

6.9. Das Gebiet bei Gesern – Hälin

Die Schotterbedeckung der Terrassen von Gesern und Hälin (3) nahe der Straße von Bregenz nach Langen ist im Abschnitt 2.2. kurz beschrieben worden. Es wird angenommen, daß sie ein Teil des 650 m-Niveaus sind.

6.10. Diskussion

Von vielen der oben beschriebenen Geländeformen wird angenommen, daß sie Erosionsreste von ursprünglich größeren Ablagerungen sind. Einige der originalen Delta-Oberflächen erstreckten sich sehr wahrscheinlich unterhalb von 650 m, also unterhalb der Höhe des regionalen Vorfluters im Rentershofener Tal. Zwei Gründe sind dafür verantwortlich. Erstens erstreckt sich der distale Teil eines Deltas üblicherweise unterhalb des Wasserspiegels des Sees. Zweitens hatte das Absinken des Basisniveaus, das mit dem Wechsel von nördlicher in westliche Entwässerungsrichtung im Rotachtal verbunden war, am Beginn eher allmählich als katastrophenhaft begonnen (siehe Kap. 7.) und auf diese Weise den Deltas einen Vorwärtsbau etwas unterhalb des Niveaus von 650 m erlaubt.

Bei den Erforschern des Quartärs im Gebiet stellt einerseits die Wechselwirkung des rückschmelzenden Rhein-Ill-Gletschers mit dem lokalen Bregenzerwaldgletscher das maßgebende Konzept dar. Andererseits ist die Wechselwirkung dieser Gletscher mit der blockierten Entwässerung des (größtenteils eisfreien) Bregenzerwaldes mindestens ebenso wichtig.

Diese Wechselwirkungen bestimmten am Ende der letzten Vergletscherung Erosion und Akkumulation im Vorderen Bregenzerwald (siehe auch SIMONS, 1985). Nach dieser Sichtweise entschied der Rhein-Ill-Gletscher über die Höhe des regionalen Vorfluters, und der Lokalgletscher war für Erosion und Ablagerung auf lokalem Niveau zuständig. Nach der vorliegenden Deutung ist der Rentershofener Abfluß regional von hauptsächlicher Bedeutung für die Entwässerung und deshalb auch für die (glazio-)fluviale und lakustrine (deltaische) Entwicklung und Ablagerung während einer verhältnismäßig langen Periode des Eisfreiwerdens des Vorderen Bregenzerwaldes und der angrenzenden Gebiete.

Eine Analyse der Längsprofile des Rentershofener Abflusses zeigt, daß dieses Tal aus zwei Abschnitten besteht: Einem oberen Abschnitt von Rentershofen bis Kimpflen mit verhältnismäßig geringem Gefälle und einem unteren Abschnitt von Kimpflen nach Zwickenberg mit einem etwas steileren Gradienten. Der Röthenbach (Ellhofner Tobel) mündet in Kimpflen in den Schwarzenbach. Das Gebiet, das vom Schwarzenbach oberhalb des Zusammenflusses entwässert wird, ist im Vergleich zu dem des Röthenbaches sehr klein. Der obere Abschnitt ist von „postglazialer“ Erosion im wesentlichen verschont geblieben, er wird als die ursprüngliche Abflußrinne aufge-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

faßt. Der untere Abschnitt wurde durch Erosion, nachdem die Abflußrinne ihre Funktion verloren hatte, verändert. Der Abfluß des Röthenbachs ist relativ groß, und die größere Längsneigung im unteren Abschnitt hat sich als Reaktion auf den Einschnitt der Oberen Argen entwickelt.

Der obere Abschnitt der Abflußrinne kann flußabwärts mit der Terrasse in etwa 605 m nördlich von Maria Thann und der großen Terrasse von Wangen im Allgäu in etwa 575 m, beide im deutschen Alpenvorland gelegen, verknüpft werden (DE JONG, 1983). Diese wieder sind weiter flußabwärts mit der Terrasse von Prestenberg in 527 m im Schwarzachtal westlich von Wangen im Allgäu zu verbinden (siehe auch GRÜNVOGEL, 1955). SCHREINER (1978; cf. GRÜNVOGEL, 1955 und WEINHOLD, 1973) verbindet die Prestenberg Terrasse mit den Schotterterrassen nördlich von Liebenau/Obereschach und mit Seeablagerungen nordöstlich von Bavendorf (in etwa 500 m). Diese Vorkommen liegen an der Ostflanke des Schussentals.

Im deutschen Alpenvorland wird der Dritte Rückzugskomplex (DE JONG, 1983) durch eine Serie von glaziofluvialen Geländeformen charakterisiert. Das Tal des Schwarzachbaches südöstlich von Wangen, die Terrasse von Niederwangen-Primisweiler südlich von Wangen und die flußab- und -aufwärts gelegenen Gegenstücke der letzteren bilden das jüngste Teilstadium des Komplexes. Die obere (ältere) Grenze des Komplexes ist weniger gut definiert. Sie kann etwas willkürlich auf die narbige Terrasse nördlich von Maria Thann, deren höchster Punkt in etwa 615 m liegt, und auf ihre flußauf- und -abwärtigen Gegenstücke (DE JONG, 1983: Karte 3) gesetzt werden. Auf regionalem Maßstab ist zu beachten, daß der Komplex mit dem Konstanzer Stadium von HANTKE (1978; 1980) und von KELLER & KRAYSS (1987) zusammenfällt.

Als Konsequenz bedeutet die Verknüpfung der Rentershofener Abflußrinne mit der Terrasse von Wangen, daß die Landformen des 650 m-Niveaus im Vorderen Bregenzerwald und in den angrenzenden Gebieten zum Dritten Rückzugskomplex gehören. Von HANTKE (1980) war für einige dieser Landformen im Vorderen Bregenzerwald, die dem 650 m-Niveau zugeordnet sind, ein „Konstanzer" Alter angenommen worden.

SCHREINER (1978), der sich auf SCHMIDLE (1914) und ERB (1934) beruft, ordnet die Terrassen von Tettnang dem Konstanzer Stadium zu. Diese Terrassen liegen zwischen 460 und 410 m an der Ostflanke des Schussentals südlich der oben erwähnten Ablagerungen von Liebenau/Obereschach und Bavendorf. Sie wurden vom frühen Argenbach gebildet, als dieser seinen Lauf vom Schwarzachtal zu einer stärker südwestlichen Fließrichtung, den Außengrenzen des hinschwindenden Gletschers folgend, geändert hatte. Die Korrelation, die von uns bevorzugt wird, ergibt, daß die Terrassen von Tettnang jünger als der Dritte Rückzugskomplex/Konstanzer Stadium sind.

7. Der Vierte Rückzugskomplex

Nach der Beendigung der nördlichen Entwässerungsrichtung und dem Einsetzen einer westlichen im Rotachtal war das erste Hauptereignis der Sedimentation die Ausbildung von Deltas, so in Hof und Andelsbuch (103, 104; Abb. 19), im großen 600 m-See, der sich im Becken des Vorderen Bregenzerwaldes, des Rotachtals und des Weißachtals entwickelt hatte. Viel trug die Erosion älterer Ablagerungen bei, wie das der Deltarest von Bühel (80) am Südende der Andelsbucher Terrasse bezeugt.

Der Nordteil der Deltaterrasse von Andelsbuch wird nur von geringmächtigen Schotterablagerungen unterlagert. Die Hauptmasse besteht aus feinkörnigen Sedimenten (SIMONS, 1985). Das zentrale Becken des Vorderen Bregenzerwaldes war wahrscheinlich mit vorwiegend feinkörnigen Sedimenten zu dieser Zeit vollständig gefüllt. Spätere Erosion durch die Bregenzerach führte in Verbindung mit ausgeprägten Massenbewegungen zur Formung des heutigen Flußtals.

Die Terrassen in etwa 600 m im Rotachtal zwischen Langen und Neuhaus (105, 106) werden als Reste von (Schwemmfächer-)Deltas aufgefaßt, die sich im 600 m-See entwickelt hatten. Die größeren treten auf beiden Seiten des Kesselbachs bachabwärts der Terrassen von Hirschbergsau (siehe Abschnitt 6.7.) auf. Sie werden von feinkörnigen Sedimenten unterlagert, der Überguß aus grobem Material ist nur geringmächtig. Die Seeablagerungen gehören wahrscheinlich zum Großteil zum 650 m-See und wurden im 600 m-See aufgearbeitet.

Zur Zeit der Bildung der (Schwemmfächer-)Deltas war der Seespiegel nicht mehr durch die Rentershofener Abflußrinne bestimmt, sondern schon durch die Höhe der Oberfläche des Rhein-Ill-Gletschers bei Bregenz. Der Gletscher war hinreichend eingesunken, um einen niedrigeren Abfluß gegen West zu ermöglichen. Dieser wurde nun der 650 m-Abflußrinne von Rentershofen vorgezogen. Die Oberflächenmorphologie der ge-

Abb. 19.
Blick gegen Südost auf die 600 m-Terrasse von Bersbuch (R.K.IV).
Links im Hintergrund vor dem Waldrand sind Eisrandterrassen des R.K.III zu sehen. In der Bühel-Kiesgrube (mitte rechts) sind Deltaablagerungen aufgeschlossen, die am Ende der 660 m-Stausee-Entwicklung abgelagert wurden.
Luftaufnahme: L.W.S. DE GRAAFF (September 1993).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 20.
Luftaufnahme des Gebhardsbergs gegen Nord.
Rechts ist die Lage eines Trockentals (580 m) am Waldeinschnitt deutlich erkennbar.
Luftaufnahme: L.W.S. DE GRAAFF (September 1993).

wellten Terrasse nahe Hochwacht – Hocheck (1; siehe Abschnitt 2.1.) bezeugt diesen Wandel der Entwässerungsrichtung (siehe auch DE GRAAFF, 1992b). In den tiefen Teilen der Terrasse entwikkelte sich eine Morphologie seichter, nun trockener Rinnen, die gegen West fallen. Diese Rinnen sind wohl durch den Überlauf des 600 m-Sees geschaffen worden. Das kurze – wahrscheinlich mehrfach benutzte – Trockental in 580 m am Gebhardsberg südöstlich von Bregenz (107; Abb. 20), das rechtwinkelig das Molassegestein durchschneidet, bildete einen Teil dieser nach Westen gerichteten Entwässerung.

Die Nordwestflanken des Pfänders sind in weiten Abschnitten frei von Eisrand-Landformen und -Ablagerungen (siehe auch HERRMANN & SCHWERD, 1983). Das Vorherrschen von Grundmoräne und Molassegestein in Baugruben und Bacheinschnitten zeigt, daß das Relief durch subglaziale Vorgänge modelliert wurde. Die flußabwärtige Fortsetzung der Entwässerung des 600 m-Sees und die Lage der zugehörigen früheren Gletscherränder sind in dem Gebiet unmittelbar nördlich von Bregenz durch Ablagerungen nicht dokumentiert.

Zwischen 590 m und 530 m nahe Niederstaufen – Opfenbach am Fuß der Hänge des nordwestlichen Pfänders (nordwestlich des Kartengebietes von Beilage 1) kann eine Serie von Eisrändern rekonstruiert werden. Eisrand-Ablagerungen sind bis heute nicht aufgeschlossen. Das Vorhandensein kleiner, alter Schottergruben, die jetzt von Vegetation bedeckt sind, läßt aber vermuten, daß lokal schotteriges und sandiges Material die Flächen unterlagert. Jedoch ist der Bereich des ehemaligen Eisrandes durch glaziofluviale Aufarbeitung der subglazialen Landschaft wesentlich charakterisiert, was zu Erosions-Steilabfällen und zu Trockentälern führt. Das ursprüngliche Längsgefälle einiger dieser Trockentäler ist durch (sub-) rezente Veränderungen unerkennbar geworden. Aufgrund ihrer Lage im regionalen Netz der ehemaligen Eisränder (DE JONG, 1983) und ihrer Seehöhe werden diese Geländeformen als jünger als der Dritte Rückzugskomplex aufgefaßt. Eine Verknüpfung mit den Terrassen von Tettnang ist möglich (cf. GRÜNVOGEL, 1955).

Voraussichtlich gehören die Geländeformen und Ablagerungen des 600 m-Sees im Becken der Bregenzerach und in den angrenzenden Gebieten mit den jüngeren Eisrändern um Niederstaufen – Opfenbach und mit den Terrassen von Tettnang im Schussental im deutschen Alpenvorland zusammen (siehe auch Abschnitt 6.10.). Der ganze Komplex ist dem Abschmelzschema von DE JONG (1983) als Vierter Rückzugskomplex zuzufügen.

8. Diskussion und Folgerungen

❶ Die stratigraphische Gliederung der Sedimente und Geländeformen im Arbeitsgebiet beruht auf einer Verknüpfung mit jener Stratigraphie, die DE JONG (1983) für das Alpenvorland des westlichen Allgäus (Süddeutschland) nördlich des nun bearbeiteten Gebietes vorgeschlagen hat. Die vorrangige Methode sowohl DE JONGS als auch der vorliegenden Bearbeitung ist die morphostratigraphische Analyse der Eisrand-Landformen in Verbindung mit einer Rekonstruktion des glaziofluvialen und fluvialen Entwässerungsnetzes aus morphologischen und sedimentologischen Angaben. DE JONG schließt, daß die Abschmelzung nach dem letzten pleistozänen Haupteisvorstoß eine anhaltende, aber stufenweise Abfolge von Ereignissen war: Die Abschmelzung wird durch die Ausbildung von Rückzugsstadien charakterisiert (drei in seinem Arbeitsgebiet), welche eine Verlangsamung oder einen Halt im Rückzug anzeigen. Wiedervorstöße des Gletschers hätten sich nur in lokalem Ausmaß ereignet.

Auch im nun vorgestellten Arbeitsgebiet wurden die drei Rückzugskomplexe (I, II, III) DE JONGS erkannt. Anzeichen für Wiedervorstöße der Gletscher, die den allgemeinen Rückzug unterbrochen hätten, wurden nicht gefunden – zugegebenermaßen könnte dies auf das Fehlen guter Aufschlüsse zurückzuführen sein. Zusätzlich wurde ein Vierter Rückzugskomplex definiert, der wahrscheinlich Gegenstücke im Vorland hat (Abb. 3).

Obwohl Klimaänderungen als Hauptgrund für die Ausbildung der Rückzugskomplexe angesehen werden, haben Änderungen in der Gletscher- und Schmelzwasser-„Dynamik“ eine wichtige Rolle bei der Anordnung von Geländeformen und Ablagerungen gespielt. Solche Änderungen gehen besonders auf das Aufbrechen eines zusammengesetzten Gletschers in Talgletscher oder Lappen zurück, wobei entsprechende Änderungen der Entwässerungssysteme und der Vorfluter auftreten. Die Entwicklung des Dritten Rückzugskomplexes bietet ein gutes Beispiel dafür.

❷ An einigen wenigen Örtlichkeiten des Arbeitsgebietes wurden Ablagerungen beobachtet, die älter als das letzte Vergletscherungsmaximum sind. Die Schotter

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 20.
Luftaufnahme des Gebhardsbergs gegen Nord.
Rechts ist die Lage eines Trockentals (580 m) am Waldeinschnitt deutlich erkennbar.
Luftaufnahme: L.W.S. DE GRAAFF (September 1993).

wellten Terrasse nahe Hochwacht – Hocheck (1; siehe Abschnitt 2.1.) bezeugt diesen Wandel der Entwässerungsrichtung (siehe auch DE GRAAFF, 1992b). In den tiefen Teilen der Terrasse entwikkelte sich eine Morphologie seichter, nun trockener Rinnen, die gegen West fallen. Diese Rinnen sind wohl durch den Überlauf des 600 m-Sees geschaffen worden. Das kurze – wahrscheinlich mehrfach benutzte – Trockental in 580 m am Gebhardsberg südöstlich von Bregenz (107; Abb. 20), das rechtwinkelig das Molassegestein durchschneidet, bildete einen Teil dieser nach Westen gerichteten Entwässerung.

Die Nordwestflanken des Pfänders sind in weiten Abschnitten frei von Eisrand-Landformen und -Ablagerungen (siehe auch HERRMANN & SCHWERD, 1983). Das Vorherrschen von Grundmoräne und Molassegestein in Baugruben und Bacheinschnitten zeigt, daß das Relief durch subglaziale Vorgänge modelliert wurde. Die flußabwärtige Fortsetzung der Entwässerung des 600 m-Sees und die Lage der zugehörigen früheren Gletscherränder sind in dem Gebiet unmittelbar nördlich von Bregenz durch Ablagerungen nicht dokumentiert.

Zwischen 590 m und 530 m nahe Niederstaufen – Opfenbach am Fuß der Hänge des nordwestlichen Pfänders (nordwestlich des Kartengebietes von Beilage 1) kann eine Serie von Eisrändern rekonstruiert werden. Eisrand-Ablagerungen sind bis heute nicht aufgeschlossen. Das Vorhandensein kleiner, alter Schottergruben, die jetzt von Vegetation bedeckt sind, läßt aber vermuten, daß lokal schotteriges und sandiges Material die Flächen unterlagert. Jedoch ist der Bereich des ehemaligen Eisrandes durch glaziofluviale Aufarbeitung der subglazialen Landschaft wesentlich charakterisiert, was zu Erosions-Steilabfällen und zu Trockentälern führt. Das ursprüngliche Längsgefälle einiger dieser Trockentäler ist durch (sub-) rezente Veränderungen unerkennbar geworden. Aufgrund ihrer Lage im regionalen Netz der ehemaligen Eisränder (DE JONG, 1983) und ihrer Seehöhe werden diese Geländeformen als jünger als der Dritte Rückzugskomplex aufgefaßt. Eine Verknüpfung mit den Terrassen von Tettnang ist möglich (cf. GRÜNVOGEL, 1955).

Voraussichtlich gehören die Geländeformen und Ablagerungen des 600 m-Sees im Becken der Bregenzerach und in den angrenzenden Gebieten mit den jüngeren Eisrändern um Niederstaufen – Opfenbach und mit den Terrassen von Tettnang im Schussental im deutschen Alpenvorland zusammen (siehe auch Abschnitt 6.10.). Der ganze Komplex ist dem Abschmelzschema von DE JONG (1983) als Vierter Rückzugskomplex zuzufügen.

8. Diskussion und Folgerungen

❶ Die stratigraphische Gliederung der Sedimente und Geländeformen im Arbeitsgebiet beruht auf einer Verknüpfung mit jener Stratigraphie, die DE JONG (1983) für das Alpenvorland des westlichen Allgäus (Süddeutschland) nördlich des nun bearbeiteten Gebietes vorgeschlagen hat. Die vorrangige Methode sowohl DE JONGS als auch der vorliegenden Bearbeitung ist die morphostratigraphische Analyse der Eisrand-Landformen in Verbindung mit einer Rekonstruktion des glaziofluvialen und fluvialen Entwässerungsnetzes aus morphologischen und sedimentologischen Angaben. DE JONG schließt, daß die Abschmelzung nach dem letzten pleistozänen Haupteisvorstoß eine anhaltende, aber stufenweise Abfolge von Ereignissen war: Die Abschmelzung wird durch die Ausbildung von Rückzugsstadien charakterisiert (drei in seinem Arbeitsgebiet), welche eine Verlangsamung oder einen Halt im Rückzug anzeigen. Wiedervorstöße des Gletschers hätten sich nur in lokalem Ausmaß ereignet.

Auch im nun vorgestellten Arbeitsgebiet wurden die drei Rückzugskomplexe (I, II, III) DE JONGS erkannt. Anzeichen für Wiedervorstöße der Gletscher, die den allgemeinen Rückzug unterbrochen hätten, wurden nicht gefunden – zugegebenermaßen könnte dies auf das Fehlen guter Aufschlüsse zurückzuführen sein. Zusätzlich wurde ein Vierter Rückzugskomplex definiert, der wahrscheinlich Gegenstücke im Vorland hat (Abb. 3).

Obwohl Klimaänderungen als Hauptgrund für die Ausbildung der Rückzugskomplexe angesehen werden, haben Änderungen in der Gletscher- und Schmelzwasser-„Dynamik“ eine wichtige Rolle bei der Anordnung von Geländeformen und Ablagerungen gespielt. Solche Änderungen gehen besonders auf das Aufbrechen eines zusammengesetzten Gletschers in Talgletscher oder Lappen zurück, wobei entsprechende Änderungen der Entwässerungssysteme und der Vorfluter auftreten. Die Entwicklung des Dritten Rückzugskomplexes bietet ein gutes Beispiel dafür.

❷ An einigen wenigen Örtlichkeiten des Arbeitsgebietes wurden Ablagerungen beobachtet, die älter als das letzte Vergletscherungsmaximum sind. Die Schotter

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

No.	Location	Type	Laboratory No.	Carbon–14 Age Dating B.P.	Reference	Lithology & Stratigraphy		Comments
1	Schleinsee, ENE of Kressbronn	Dryas leaves	NA	13,335 +/–185	Merkt & Mueller in: Schreiner (1978)	lacustrine deposit	post Recessional Complex IV	reliable dating
2	Hinterhausen, near Konstanz	bone	HV 10653	14,100 +/–115	Geyh & Schreiner (1984)	gravel deposit	Recessional Complex III	reliable dating
3	Lake Zuerich	twig	GL 2	14,600 +/–250	Lister et al. (1984)	lacustrine deposit	post Recessional Complex II	reliable dating
4	Engen	tusk	HV 11569	14,610 +/–90	Geyh & Schreiner (1984)	till		inconsistent/ too young
5	Steisslingen, NE of Singen	bone	HV 10654	14,800 +/–120	Geyh & Schreiner (1984)	gravel deposit	Recessional Complex II	reliable dating
6	Schweinberg/Leupolz, N of Wangen	bone	GRN 11836	15,090 +/–80	De Jong (1983)	gravel deposit	post Recessional Complex II	reliable dating
7	Markelfingen, Radolfzell	tusk	HV 10655	18,530 +1045/ –925	Geyh & Schreiner (1984)	gravels underlying till	pre Maximum Glaciation	inconsistent/ too young
8	Binningen, near Engen	tusk	HV 13323	19,920 +/–140	Schreiner (1992)	gravel deposit	Recessional Complex I	reliable dating
9	Binningen, near Engen	tusk	HV 14390	20,195 +/–140	Schreiner (1992)	gravel deposit	Recessional Complex I	reliable dating
10	Hardtwald, near Geisslingen/ Klettgau	tusk	HV 14486	19,895 +1500/ –1320	Schreiner (1992)	gravel deposit	Recessional Complex I	reliable dating
11	Knollengraben, SE of Ravensburg	humic material	NA	22,130 +/–225	Weinhold (1973)	silt–sand layer between tills	pre Maximum Glaciation	reliable dating
12	Ingoldingen, SSE of Biberach	tusk	HV 15882	24,910 +/–215 also: 22,500	Schreiner (1992) Schreiner (pers. comm.)	gravels underlying till dating	pre Maximum Glaciation	reliable dating
13	Hochwacht, E of Bregenz	tusk	UTC 1292	23,900 +/–400	De Graaff (1992b)	gravels under–lying till	pre Maximum Glaciation	reliable dating
14	Saulgau	humic material	NA	26,195 +/–970	Geyh after Werner (1978)	sands under–lying till	pre Maximum Glaciation	reliable dating
15	Karrestobel, NNE of Weingarten	humic layer	GRN 5085	28,650 +/–300	Vogel & Waterbolk (1972)	humic layer underlying till	pre Maximum Glaciation	reliable dating
16	– do –	– do –	GRN 5071	29,000 +/–450	– do –	– do –	– do –	– do –
17	– do –	– do –	GRN 1277	29,060 +/–300	– do –	– do –	– do –	– do –

Abb. 21.
^{14}C-Datierungen im Bereich des Rhein-Linth-Gletschers (DE GRAAFF & DE JONG, 1994).

nannten Inneren Jungendmoräne gehören, welche in etwa mit dem Zweiten Rückzugskomplex zusammenfallen, sind auf 14.800 ± 120 Jahre B.P. datiert. Die Hintershausener Schotter, die ein Teil des sogenannten Konstanzerstadiums sind (welches ungefähr mit dem Dritten Rückzugskomplex korrespondiert) sind auf 14.100 ± 115 Jahre B.P. datiert. Diese Altersangaben stimmen mit den oben vorgestellten recht gut überein. Die Datierung von 14.610 ± 90 Jahre B.P., die GEY & SCHREINER (1984) für die Ablagerungen der sogenannten Äußeren Jungendmoräne (mehr oder weniger mit dem Ersten Rückzugskomplex zusammenhängend) bieten, ist jedoch mit diesen Serien unvereinbar und werden von uns als unrichtig betrachtet.

Auf diesen Altersangaben basierend kann die zeitliche Einordnung des Zweiten, Dritten und Vierten Rückzugskomplexes in etwa vorgenommen werden. Der Zweite Rückzugskomplex würde sich etwa zwischen 16.000 und 15.000 Jahre B.P. entwickelt haben. Der Dritte und Vierte Rückzugskomplex werden in ihrer Ausbildung zwischen 14.500 und 13.500 Jahre B.P. eingeschätzt (DE GRAAFF & DE JONG, 1994). Es ist zu beachten, daß diese Schätzungen von jenen, die GEY & SCHREINER (1984) vorgestellt haben, und von der revidierten Interpretation von SCHREINER (1992) für die sogenannte Innere Jungendmoräne und das Konstanzer Stadium abweichen. Über die zeitliche Einordnung besteht also noch keine Übereinstimmung, obwohl die neuesten Auffassungen von KELLER & KRAYSS (1994; vergleiche mit 1987, 1991, 1993) und die Schätzungen von DE GRAAFF (1993) und DE GRAAFF & DE JONG (1994) jetzt nicht mehr weit auseinander liegen.

Der zeitliche Ablauf des maximalen Gletschervorstoßes und des Ersten Rückzugskomplexes kann nur sehr vorsichtig abgeschätzt werden. Die exakte stratigraphische Position von einigen Ablagerungen, für die es ^{14}C-Altersangaben gibt, ist unbekannt; die Spielräume der Altersangaben sind eher grob; und die Aufarbeitung organischen Materials kann auch nicht immer ausgeschlossen werden. ^{14}C-Datierungen für organisches Material in Sedimenten, die von Moränen überlagert sind, die als letzteiszeitlich interpretiert werden, variieren von 29.060 ± 300 Jahre B.P. bis 18.530 ± 1.045–925 Jahre B.P. (Abb. 21). Mammut-Stoßzähne, die in Niederterrasse-Sedimenten, welche der sogenannten Äußeren Jungendmoräne und deshalb wahr-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Carbon-14 years BP	Alps Rhine glacier (This paper)	West Central Poland Vistulian (Fenno-scandian) ice sheet (Kozarski, 1988)	Northern Germany Fennoscandian ice sheet (Andersen, 1981)	Grande Pile (Vosges) local glaciation (Mörner 1981)
- 13,000 -		Gardno Phase (~13,200; Oldest Dryas)	North(East)Rugen moraines (~13,000)	
- 14,000 -	Third & Fourth Recessional Complex (~14,600-13,500)		Rosenthal moraines (~14,500-14,000)	
- 15,000 -	Second Recessional Complex (~16,000-15,000)	Pomeranian Phase (~15,200)	Main Pomeranian moraines (~15,000)	beginning of the Pomeranian Stadial (~15,300)
- 16,000 -				
- 17,000 -		Chodziez Subphase (~17,200)	Frankfurt moraines (~18,000-17,000)	
- 18,000 -		Poznan Phase (~18,400)		
- 19,000 -				Frankfurt Stadial (19,700-18,600)
- 20,000 -	First Recessional Complex (~20,500-19,500)	Leszno Phase (~20,000)	Brandenb. moraines (~20,000)	
- 21,000 -	Würm Maximum			Brandenburg Stadial (22,500-20,500)
- 22,000 -				
- 23,000 -				
- 24,000 -	Hochwacht Cmplx. (~23,900±400)			
- 25,000 -				

Abb. 22.
Abfolge der Vorgänge mit annähernder Zeitskala (^{14}C-Jahre).

scheinlich auch dem Ersten Rückzugskomplex entsprechen, gefunden wurden, wurden auf etwa 20.000 Jahre B.P. datiert (Abb. 21, 22). Diese letztere Altersangabe drängt die Vorstellung auf, daß der maximale Gletschervorstoß knapp vor 20.000 Jahren B.P. (^{14}C) vor sich ging.

❾ Die Abfolge der Ereignisse im Vorderen Bregenzerwald und in den angrenzenden Gebieten während des Zeitabschnitts zwischen der maximalen Vereisung und dem Bölling-Interstadial ist mit der ^{18}O-Kurve aus derm grönländischen Summit-Eiskernbohrung (JOHNSEN et al., 1992; siehe auch DANSGAARD et al., 1971; 1982) vorsichtig verknüpft worden. SIEGENTHALER, EICHER, ÖSCHGER & DANSGAARD (1984) haben eine enge Korrelation zwischen der ^{18}O-Kurve des grönländischen Dye 3-Eiskerns (welche dasselbe Muster wie die Summit-Kurve über die entscheidende Strecke hinweg zeigt) und den Ergebnissen der Untersuchungen an den schweizerischen Gerzensee-Seekreiden, die den spätglazialen/postglazialen Übergang dokumentieren, entwickelt. Deshalb ist es gut möglich, daß die Summit-Kurve die Abfolge der klimatischen (Temperatur)-Ereignisse in Mitteleuropa widerspiegelt, und das nicht nur bezüglich des spätglazialen/postglazialen Übergangs (SIEGENTHALER, EICHER, ÖSCHGER & DANSGAARD, 1984), sondern auch über die jüngeren und älteren Zeitabschnitte hinweg.

Die Verbindung mit der Summit-Kurve ist nicht unmittelbar. Dies ergibt sich nicht nur aus der Spärlichkeit radiometrischer Altersangaben, sondern auch, weil die radiometrischen und absoluten (stratigraphischen oder kalendarischen) Zeitskalen nicht identisch sind

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

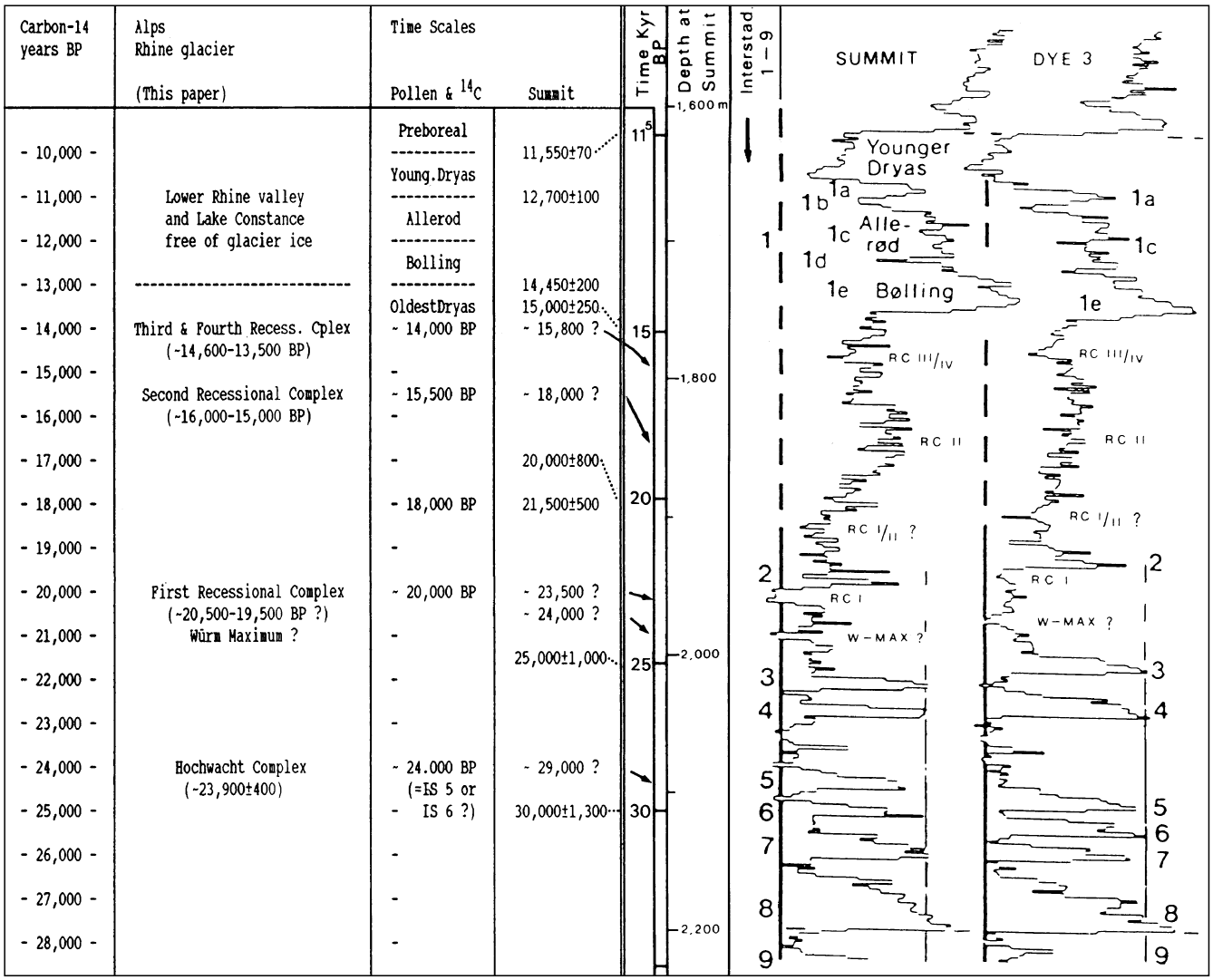

Abb. 23.
Ablagerungskomplexe des Spät-Würm-Rheingletschers und vorläufige Korrelation mit den $\delta^{18}O$-Daten der „Summit and Dye 3"-Eisbohrkerne (Grönland; JOHNSEN et al., 1992).

(siehe auch BECKER, KROMER & TRIMBORN, 1991). Die Zeitskala der Summit Kurve beruht auf stratigraphischen Methoden (JOHNSEN et al. 1992). So wird der Beginn des Bölling-Interstadials auf 14.450±200 Jahre B.P. gesetzt. Die Gerzensee-Kurve ist an die ^{14}C-Zeitskala durch die korrespondierenden Pollenprofile gebunden (SIEGENTHALER, EICHER, ÖSCHGER & DANSGAARD, 1984; siehe auch MANGERUD, ANDERSEN, BERGLUND & DONNER, 1974; WELTEN, 1982; EICHER, 1987), somit beginnt das Bölling-Interstadial bei etwa 13.000 Jahren B.P. (^{14}C). Die Daten, welche JOHNSEN et al. (1992) bieten, zeigen an, daß der Unterschied zwischen den Zeitskalen offensichtlich weder konstant noch linear ist (siehe auch DE GRAAFF & DE JONG, 1994).

Eine weitere Komplikation stellt die wahrscheinliche Zeitverzögerung zwischen den klimatischen/Temperatur-Wechseln und den Reaktionen der Gletscher dar. Allerdings bleibt eine Diskussion über diesen Gegenstand jenseits des Rahmens der vorliegenden Arbeit.

Die Zusammenführung von Geländeergebnissen, radiometrischen Altersangaben und der ^{18}O-Kurve kann wegen dieser Schwierigkeiten nur sehr vorsichtig erfolgen. Ein erster Annäherungsversuch wird in Abb. 23 (DE GRAAFF & DE JONG, 1994) aufgezeigt.

Dank

Viele Erdwissenschaftler und Studenten haben kollegial am geomorphologischen Kartierungsprogramm 1 : 10.000 teilgenommen, das die Grundlage dieser Arbeit bildet. Die Autoren sind ihnen allen verpflichtet. A.L. SIMONS legte die Grundlagen für das Programm; ihm wird spezielle Dankbarkeit ausgesprochen. Danksagungen gebühren auch E. CAMMERAAT, K. VAN GIJSSEL, A.C. SEIJMONSBERGEN, J. VERHOFSTAD und K. VAN WESTEN für ihre vielen Beiträge. W. KRIEG hat das englische Manuskript freundlicherweise übersetzt.

Literatur

BECKER, B., KROMER, B. & TRIMBORN, P. (1991): A stable-isotope tree-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary. – Nature, **353**, 647–649.

CAMMERAAT, E. (1986): Geomorphology of the northern Lechquellengebirge (western Lechtaler Alps). – M. Sc. thesis Univ. of Amsterdam, 174 S. (with map at 1 : 25,000 scale)

CEGLA, J. & KOZARSKI, S. (1977): Sedimentary and geomorphological consequences of the occurrence of naled sheets on the outwash plain of the Gas Glacier, Soerkappland, Spitsbergen. – Acta Universitatis Wratislaviensis, **387**, 63–84.

DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B. & LANGWAY, JR., C.C. (1971): 3. Climatic record revealed by the Camp Century ice core. – In: TUREKIAN, K.K. (Ed.): The Late Cenozoic Glacial Ages, 37–56, New Haven and London (Yale University Press).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

DANSGAARD, W., CLAUSEN, H.B., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C.U., JOHNSEN, S.F., KRISTINSDOATTIR, P.M. & REEH, N. (1982): A new Greenland deep ice core. – Science, **218**, 4579, 1273–1277.

DE GRAAFF, L.W.S. (1986): Zur Deglaziationsgeschichte des Bregenzerwaldes mit spezieller Berücksichtigung des Gebietes Andelsbuch-Egg. – In: R. OBERHAUSER, Exkursionsführer, österr. Geol. Gesell., 74–80.

DE GRAAFF, L.W.S. (1992a): Zur Morpho- und Chronostratigraphie des Oberen Würm in Vorarlberg. – Wenen, Jb. Geol.B.-A., **135**/4, 809–824.

DE GRAAFF, L.W.S. (1992b): Zur Altersbestimmung eines Mammut-Stosszahns (Kiesgrube Hochwacht) und ihre Bedeutung für die morphostratigraphische Einstufung der Quartärablagerungen zwischen Bregenz und Langen. – Schriften des Vorarlberger Landesmuseums, Bregenz, Reihe A, Landsch.gesch. u. Archäologie Bd. 5: Archäologie im Gebirge, 23–28.

DE GRAAFF, L.W.S. (1993): Das Quartär in Vorarlberg: Die Eiszeitlichen Prozesse und die Morphostratigraphie der letzten Talvergletscherung. – Jber. Mittl. oberrhein. geol. Ver., N.F. **75**, 325–363.

DE GRAAFF, L.W.S. (1994): Bemerkungen zu geologischen Profilaufnahmen im Bereich der Bauschuttdeponie Fluh-Hochegg. – Bericht (8 pp) mit Beilagen (geol. u. geoelektr. Aufnahmen u. Profilen); Bauschutt- und Aushubverwertungs-Ges.m.b.H., Bregenz, Vorarlberg.

DE GRAAFF, L.W.S., DE JONG, M.G.G., RUPKE, J.R. & VERHOFSTAD, J. (1987): A geomorphological mapping system at scale 1 : 10,000 for mountainous areas. – Zeitschr. für Geomorphologie N.F., 31/2, 229–24.2.

DE GRAAFF, L.W.S. & DE JONG, M.G.G. (1994): Notes on the Alpine Rhine Glacier and the Chronostratigraphy of the Upper Würm. – In: HERNGREEN, G.F.W. & L. VAN DER VALK (eds.): Neogene and Quaternary palaeoecology: a farewell to Waldo H. Zagwijn, Meded. Rijks Geologische Dienst 52, part 1 and 2, Haarlem (in print).

DE GRAAFF, L.W.S., KUIJPER, W.J. & SLOTBOOM, R.T. (1989): Die Schlußvereisung und die spätglaziale Entwicklung des Moorgebietes Gasserplatz, Feldkirch-Göfis, Vorarlberg. – Jb. Geol. B.-A., **131**/2, 397–413.

DE GRAAFF, L.W.S., KUIJPER, W.J. & SLOTBOOM, R.T. (1994): Das Moorgebiet Gasserplatz im Pleistozän: 3000 Jahre Biotopentwicklung und Klimageschichte nach der Schlußvereisung. – Jahrbuch 1994 Vorarlb. Landesmuseumsver., Bregenz, 9–29.

DE GRAAFF, L.W.S., RUPKE, J., SEIJMONSBERGEN, A.C., CAMMERAAT, E.C. et al. (1988): Geotopinventar Vorarlberg 1988 (400 pp). – Bericht a.d. Vorarlberger Landesregierung, Bregenz, Austria.

DE GRAAFF, L.W.S.,RUPKE, J., SEIJMONSBERGEN, A.C. et al. (1989): Exkursionsführer Vorarlberg: Developments in alpine geomorphology. – In: SEUFFERT (Ed.): 2nd Int. Geomorphological Congress Frankfurt 1989, 70 S.

DE GRAAFF, L.W.S. & RUPKE, J. (1979): De glaciale en fluviatiele ontwikkeling van het Bregenzerwald (Vorarlberg, Oostenrijk) aan het einde van de laatste ijstijd. – K.N.A.G. Geografisch Tijdschr. Nwe reeks **XIII**/4, 260–278.

DONGUS, H. (1980): Überlegungen zu spätglazialen Schneegrenzhöhenlagen in den Karen der Allgäuer Molasseschichtrippen. – In: JENTSCH, C. & LIEDTKE, H. (eds.): Höhengrenzen in Hochgebirgen, Arb. Geograph. Inst. Univ. Saarl., **29**, 49–58.

EICHER, U. (1987): Die spätglazialen sowie die frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereiche der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven kalkhaltiger Sedimente. – Geogr. Helv., **87**, 99–104.

GELDER, G. VAN, GRAAFF, L.W.S. DE & SCHURINK, E. (1990): Subglacial consolidation of fine-grained stratified sediments: a neglected tool in reconstructing ice-thickness in Pleistocene valley glaciers. – Arctic and Alpine Research, **22**, 329–340.

GERMAN, R. & MADER, M. (1976): Die Äußere Jungendmoräne bei Bad Waldsee und das Riedtal. – Jh. Ges. Naturkde. Württemberg, **131**, 39–49.

GEYH, M.A. & SCHREINER, A. (1984): ^{14}C-Datierungen an Knochen- und Stoßzahn-Fragmenten aus würmeiszeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Eisz. u. Gegenwart, **34**, 155–161.

GIJSSEL, K. VAN (1984): Geomorphological and sedimentological investigations in the Rotach valley area, Western Germany/ Austria. – M. Sc. thesis Univ. Amsterdam, 89 S., (with map at 1 : 10,000 scale)

GILLEBERT, R.C.L. (1985): Geomorfologisch en sedimentologisch onderzoek in een gebied tussen Leutkirch en Isny (Allgäu, Zuid-Duitsland). – M. Sc. thesis Univ. Amsterdam, 67 S. (with map at 1 : 25,000)

GROSS, G., KERSCHNER, H. & PATZELT, G. (1978): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. – Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., **12**, 223–251.

GRÜNVOGEL, E. (1955): Die beiden Wangener (und die drei Tettnanger) Rückzugsstände des Würmgletschers östlich der Schussensenke. – Schr. Vereins f. Geschichte d. Bodensees u. s. Umgebung, **73**, 91–120.

GWINNER, M.P. (1978): Geologie der Alpen. – 2. Auflage, 480 S., Stuttgart (Schweizerbart).

HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter. Band 1. – 468 S., Thun (Ott Verlag AG).

HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter. Band 2. – 703 S., Thun (Ott Verlag AG).

HANTKE, R. (1983): Eiszeitalter. Band 3. – 730 S., Thun (Ott Verlag AG).

HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1983): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000. – Erläuterungen zu Blatt 82 Bregenz, Geol. B.-A., 28 S., Wien.

JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C.U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B. & STEFFENSEN, J.P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. – Nature, **359**, 311–313.

JONG, M.G.G. DE (1983): Quaternary deposits and landforms of western Allgäu (Germany) and the deglaciation after the last major Pleistocene ice advance. – Publ. Lab. Phys. Geog. and Soil Sc. Univ. Amsterdam, **36**, 186 S.

JONG, M.G.G. DE & RAPPOL, M. (1983): Ice-marginal debris-flow deposits in western Allgäu, southern West Germany. – Boreas, **12**, 57–70.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodenseeraum (Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein). – Eclogae geol. Helv., **73**, 823–838.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1982): Methoden zur Rekonstruktion eiszeitlicher Vorland- und Talgletscher. – Phys. Geogr., **1**, 127–136.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1987): Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. – Geogr. Helv., **1987**/2, 169–178.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1988): Eisrandkomplexe im nördlichen Bodenseeraum. – Führer zur Quartärexkursion der Universitäten Stuttgart-Hohenheim und Zürich-Irchel, Geogr. Inst. d. Univ. Zürich, 22 S.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1993): The Rhine-Linth-Glacier in the Upper Würm: A model of the last Alpine Glaciation. – Quaternary International Vol. **18**, 15–27, (INQUA/Pergamon Press).

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1994): Die Bodensee-Vorlandvereisung des Rheingletschers im Konstanz-Stadium der letzten Eiszeit. – Ber. d. St. Gallisch. naturwiss. Gesellschaft, **87**, 31–40.

KNAACK, F.G. (1985): Een Kwartair-geologies onderzoek in het Weißachdal gebied. – M. Sc. thesis Univ. Amsterdam, 93 S. (with map at 1 : 25,000 scale)

KOZARSKI, S. (1975): Oriented kettle holes in outwash plains. – Quaest. Geogr., **2**, 99–112.

KRIEG, W. & VERHOFSTAD, J. (eds.) (1986): Gestein & Form. Landschaften in Vorarlberg. – 221 S., Dornbirn (Hecht Verlag).

KRASSER, L. (1936): Der Anteil zentralalpiner Gletscher an der Vereisung des Bregenzer Waldes. – Zeitschr. f. Gletscherk., **24**, 99–121.

KRAYSS, E. & KELLER, O. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. – Schr. Vereins f. Geschichte d. Bodensees u. s. Umgebung, **101**, 113–129.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

KRUSE, G.A.M. (1979): A sedimentological and geomorphological study of the contact area of the Weißach, Rotach and Argen Würmian glacier lobes (Baden-Württemberg, Bayern, G.F.R.). – M. Sc.thesis Univ. Amsterdam, 87 S. (with map 1 : 25,000).

KWADIJK, J.C.J. (1986): Report of a geomorphological survey in the eastern Großwalser valley and southern adjacent area (Vorarlberg, Austria). – M. Sc. thesis Univ. Amsterdam, 100 S. (with map at 1 : 25,000 scale)

LISTER, G., KELTS, K., SCHMID, R., BONANI, G., HOFMANN, H., MORENZONI, E., NESSI, M., SUTER, M. & WÖLFLI, W. (1984): Correlation of the paleoclimatic record in lacustrine sediment sequence: 14 C dating by AMS. – Nuclear Inst. and Methods in Physics Res., **B5**, 389–393.

MANGERUD, J., ANDERSEN, S.T., BERGLUND, B.E. & DONNER, J.J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – Boreas, **3**, 109–128.

RAPPOL, M. (1979): On the glacial geology and morphology of the Subalpine Molasse region in western Allgäu, southern Germany. – M. Sc. thesis Univ. Amsterdam, 159pp (with map).

RAPPOL, M. (1983): Glacigenic properties of till. Studies in glacial sedimentology from the Allgaeu Alps and The Netherlands. – Publ. Lab. Phys Geogr. Soil Sc. Univ. Amsterdam, **34**, 225 S.

RAPPOL, M. & GIJSSEL, K. VAN (1988): Sedimentary Petrography of Glacial Deposits in the Rotach Valley, Western Allgäu, Southern West Germany. – Eisz. u. Gegenwart, **38**, 52–68.

RESCH, W., HANTKE, R. & LOACKER, H. (1979): Molasse und Quartär im Vorderen Bregenzerwald mit Besuch der Kraftwerksbauten (Exkursion C am 19. April 1979). – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F., **61**, 19–36.

RICHTER, D. (1956): Neue Untersuchungen in der Randzone von Flysch und Ostalpin im Gebiet des Großen Walsertales (Vorarlberg). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **103**, 341–371.

RICHTER, M. (1969): Vorarlberger Alpen. – Samml. geol. Führer **49**, 169 S., Berlin-Stuttgart (Borntraeger).

SCHMID, R. (1955): Glazialgeologische Untersuchungen im westlichen Allgäu. – Diss. Univ. Tübingen, 71 S.

SCHREINER, A. (1978): Geologische Karte 1 : 25.000 von Baden-Württemberg. Erläuterungen zu Blatt 8323 Tettnang. – Geol. Landesamt Baden-Württemberg, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, 60 S., Stuttgart.

SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. – 257 S., Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).

SEIJMONSBERGEN, A.C. & WESTEN, C.J. VAN, KRIEG, W. & RUPKE, J. (eds.) (1988): Explanatory Notes to the Geomorphological, Geotechnical and Natural Hazard Maps of Hintere Bregenzerwald (Vlbg. Austria). – Publ. Alpine Geomorphology Research Group Univ. Amsterdam and Vorarlb. Naturschau (Dornbirn), 68 S.

SIEGENTHALER, U., EICHER, U., ÖSCHGER, H. & DANSGAARD, W. (1984): Lake sediments as continental delta O-18 records from the glacial/post-glacial transition. – Ann. Glaciology, **5**, 149–152.

SIMONS, A.L. (1985): Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg, Österreich. – Schr. Vorarlb. Landesmus., Reihe A, Bd. I, 257.

SMIT SIBINGA-LOKKER, C. (1965): Beiträge zur Geomorphologie und Glazialgeologie des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache (Vorarlberg, Osterreich). – Diss. Univ. Amsterdam, 127 S.

VERHOFSTAD, J. (1985): Two glacier generations in the central Alps separated by a radical change in valley pattern. – Z. Geomorph. N.F., **29**, 169–182.

VOGEL, J.C. & WATERBOLK, H.T. (1972): Groningen Radiocarbon Dates X. – Radiocarbon, **14**, 6–110.

VOLLMAYER, Th. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000. Blatt Nr. 8426 Oberstaufen. – Bay. Geol. Landesamt, 54 S., München.

VOLLMAYR, Th. & ZIEGLER, J.H. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25.000. Blatt Nr. 8425 Weiler i. Allgäu. – Bay. Geol. Landesamt, 76 S., München.

WELTEN, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern-Wallis. – Denkschr. der Schw. Naturf. Ges., **95**, 104 S.

WEINHOLD, H. (1973): Beiträge zur Kenntnis des Quartärs im Württembergischen Allgäu zwischen östlichem Bodensee und Altdorfer Wald. – Diss. Univ. Tübingen, 149 S.

WERNER, J. (1978): Riß/Würm-Warmzeit am Nordende des ehemaligen Rheingletschers. – In: FRENZEL, B. (Ed.): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere" (1976), 85–93, Bonn-Bad Godesberg, Deutsche Forschungsgemeinschaft.

Verwendete topographische Karten

Österreichische Karte 1 : 25.000 112 Bezau K 25 V. – Bundesamt f. Eich- u. Vermessungswesen (Landesaufnahme) Wien

Österreichische Karte 1 : 50.000 111 Dornbirn. – Bundesamt. f. Eich- u. Vermessungswesen (Landesaufnahme) Wien.

Topographische Karte 1 : 25.000 8223 Ravensburg. – Landesvermessungsamt Baden-Württemberg Stuttgart.

Topographische Karte 1 : 25.000 8323 Tettnang. – Landesvermessungsamt Baden-Württemberg Stuttgart.

Topographische Karte 1 : 25.000 8324 Wangen im Allgäu West. – Landesvermessungsamt Baden-Württemberg Stuttgart.

Topographische Karte 1 : 25.000 8325 Wangen i. Allgäu Ost. – Bayer. Landesvermessungsamt München.

Topographische Karte 1 : 25.000 8326 Isny im Allgäu Süd. – Bayer. Landesvermessungsamt München.

Topographische Karte 1 : 25.000 8424 Lindau (Bodensee). – Bayer. Landesvermessungsamt München.

Topographische Karte 1 : 25.000 8425 Weiler-Simmerberg. – Bayer. Landesvermessungsamt München.

Topographische Karte 1 : 25.000 8426 Oberstaufen. – Bayer. Landesvermessungsamt München.

Topographische Karte 1 : 25.000 8525/26 Balderschwang. – Bayer. Landesvermessungsamt München.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. Februar 1995

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1995

Band/Volume: 138

Autor(en)/Author(s): De Jong G.G. Mat, De Graaff Leo W.S., Rupke Jan

Artikel/Article: Der Eisabbau im Vorderen Bregenzerwald und in den Nachbargebieten (Vorarlberg, Österreich; Bayern, Deutschland) nach dem letzteiszeitlichen Eishochstand 27-54