

Die eiszeitliche Prozeßfolge und Aspekte der jungquartären Talbildung und Hangentwicklung im Walgau (Exkursion D am 15. April 1993)

Von LEO DE GRAAFF & HARRY SEJMONSBERGEN¹

Mit 8 Abbildungen und 1 Tabelle

Fahrtroute: Anfahrt ins Exkursionsgebiet von Bregenz via Autobahn Richtung Feldkirch (Ambergtunnel) nach Bürs: Bürserberg – Bürs – Bludenz – Gurtis – Nenzing – Bregenz.

Top. Karten: Übersichtskarte Vorarlberg Freytag und Berndt, 1:100 000; Österreichische Karte 1:50 000, Blatt 141 Feldkirch; Landeskarte der Schweiz 1:25 000, Blatt 1136, Drei Schwestern; idem 1:50 000, Blatt 238, Montafon.

Geol. Karten: Geologische Karte des Walgaus, 1:25 000, W. HEISSEL, R. OBERHAUSER, O. SCHMIDEGG, 1967; Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein, ALLEMANN, F. & SCHMIDT, 1985.

Einführung

Die Morphostratigraphie der pleistozänen Ablagerungen und Geländeformen in Vorarlberg ist engstens mit der glazialgeologischen Geschichte der Rheintal/Bodensee-vergletscherung verbunden. Die quartärgeologischen Einsichten haben sich im letzten Jahrzehnt sehr vertieft. Grundlage war dabei die von der „Alpine Geomorphology Research Group“ (AGRG) systematisch durchgeführte geomorphologische Kartierung des Landes im Maßstab 1:10 000. Dieses Kartierungssystem und die möglichen Anwendungen wurden von DE GRAAFF et al. (1987) beschrieben. Einige der letztpublizierten Kartenblätter (SEJMONSBERGEN 1992) werden während der Exkursion gezeigt und mit dem Gelände verglichen.

Das Thema dieser Exkursion ist die eiszeitliche Prozeßfolge. Alpine Systeme sind so komplex, daß sie geomorphologisch nur im Maßstab 1:10 000 oder größer detailliert kartierbar sind. Vorletzteiszeitliche, eiszeitliche und nacheiszeitliche Geländeformen, Ablagerungen und Prozesse stehen in der Regel miteinander in Beziehung. Es ist deshalb angezeigt, die alpine Landschaftsentwicklung und Quartärgeologie auf integrierte Weise und fast flächendeckend vorzustellen. Die beschriebenen Exkursions-

¹Anschrift der Verfasser: Dr. L. W. S. DE GRAAFF, Dr. A. C. SEJMONSBERGEN, Dozenten, Vakgroep Fysische Geografie en Bodemkunde, Universiteit van Amsterdam, Nieuwe Prinsengracht 130, 1018 VZ Amsterdam.

punkte liegen im Gelände nahe beisammen, damit auch die dazwischenliegenden Gebiete zu Fuß durchquert und die geomorphologischen oder sedimentologischen Übergänge im Gelände studiert werden können.

Doch gibt es ein zentrales Thema: Ständig wird die eiszeitliche Interaktion zwischen fluvialen und glazialen Prozessen behandelt. Fazies (Genese) und räumliche Verbreitung der meisten eiszeitlichen Ablagerungen und Geländeformen (in den Vorarlberger Haupttälern unterhalb von 1000 m und in den Walgauer Seitentälern bis zu 1500 m Höhe) hängen mit solchen Interaktionen direkt zusammen.

Es ist möglich, die letzteiszeitliche Prozeßfolge (die sich auch schon bei früheren Talvergletscherungen auf ähnliche Weise abgespielt hatte) für jedes Seitentalsystem zu rekonstruieren. Dies gelingt nicht nur anhand von Relikten der Quartärablagerungen, auch die Grundzüge der Talbildung sind vom Wechsel der eiszeitlichen und zwischeneiszeitlichen Prozesse – mehr oder weniger gesetzmäßig – abhängig. Auf das Vergletscherungsmodell der Walgautäler wird ausführlich eingegangen.

Als sekundäres Thema kommen Hangentwicklung und Hangstabilität zur Diskussion. Die alpinen Landschaften wurden von vor- und nachletzteiszeitlichen Massenbewegungen (Hangprozessen) stark geprägt. Beispiele werden vorgeführt.

Die Quartärstratigraphie des Oberen Würm

Nicht alle Exkursionsteilnehmer sind mit der alpinen Quartärstratigraphie und der zugehörigen Terminologie vertraut. Daher folgen einige Bemerkungen, die zum allgemeinen Verständnis wichtig sind.

Die Ausdrücke „frühglazial“ (early-glacial), „hochglazial“ (pleniglacial) und „spätglazial“ (late-glacial) werden als neutrale Begriffe verwendet und treffen nicht (nur) auf die letzte Talvergletscherung (des Oberen Würm) in Vorarlberg zu. Mit „frühglazial“ ist die Aufbauperiode einer Talvergletscherung gemeint, wobei das Eisstromnetz (zwischen Haupt- und Seitentälern) lokal bzw. regional noch nicht geschlossen ist. Der Begriff „hochglazial“ deutet auf Perioden mit geschlossenem Eisstromnetz hin. Der Ausdruck „spätglazial“ wird benutzt, wenn lokal oder regional ein Zerfall des Eisstromnetzes eingesetzt hat.

Der Begriff „letzteiszeitlich“ ist an die letzte große Talvergletscherung des Oberen Würm gebunden. Die Zeitgrenze zwischen Mittlerem und Oberem Würm wird auf die lithostratigraphische Grenze im Baumkirchenprofil (Inntal) um 25000 BP (Jahre vor heute) gelegt und offiziell von der INQUA-Kommission auf dieses Datum fixiert (CHALINE & JERZ 1984).

KELLER & KRAYSS (1991) gehen für ihre Rekonstruktionen der Rheinvergletscherung im Oberen Würm von einem Analogieschluß zwischen Inn- und Rheintal aus. Dieses Verfahren ist mit vielen Annahmen verbunden. Völlig synchrone Verhältnisse zwischen der Vergletscherung des Rhein- und Inntals sind nämlich kaum zu erwarten (DE GRAAFF 1992b).

Für das Rheintal/Bodenseegebiet scheint uns die offiziell auf 25000 BP festgelegte Zeitgrenze als Beginn des letzten Gletschervorstoßes jedenfalls nicht sehr geeignet. Obwohl es völlig unsicher ist, wo der Rheingletscher zwischen 30000 und

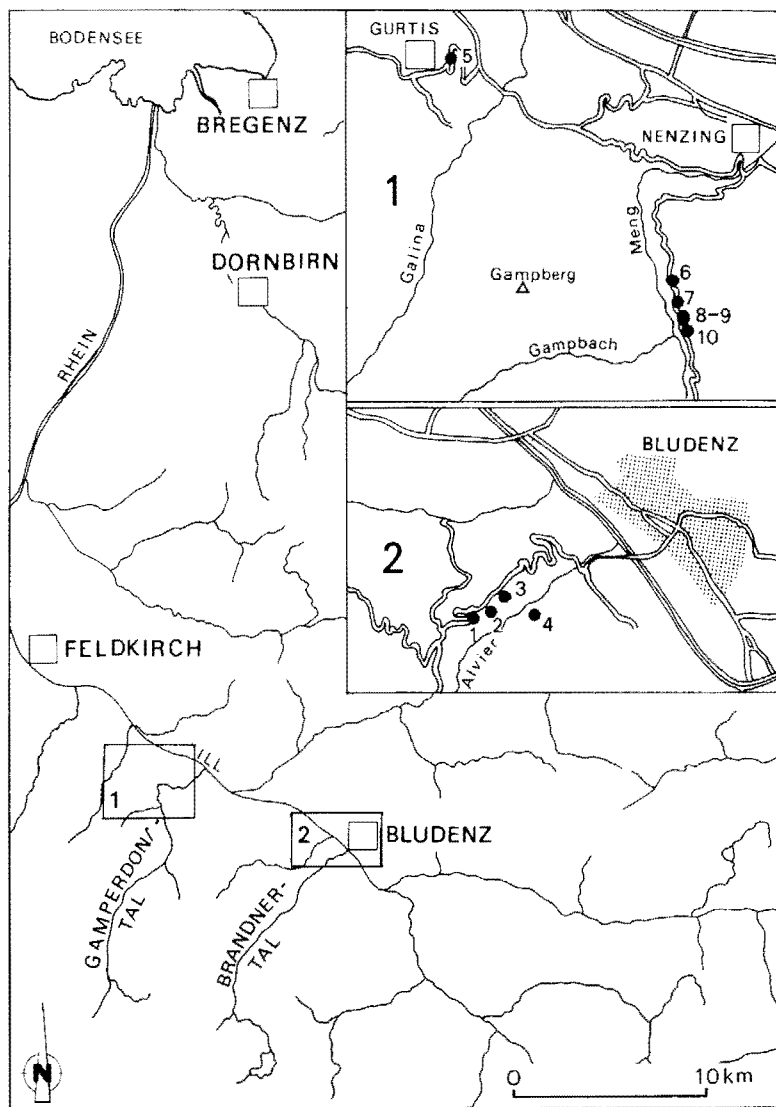


Abb. 1: Fahrtroute der Exkursion D mit Haltepunkten 1 bis 10 im südlichen Walgau.

25 000 BP stürzte und von wo und wann der letzte große Vorstoß genau angefangen hatte, reichte dieser Gletscher um 24 000 vor heute vermutlich fast bis Konstanz. Dieses Datum folgt aus der ^{14}C -Datierung eines Mammutstoßzahns (DE GRAAFF 1992a: 23 900 \pm 400 BP; UtC-1292). Dieser Zahn (ein nichtgerolltes Bruchstück) wurde im Frühjahr 1989 in der Hochwacht-Kiesgrube südöstlich von Bregenz im gut gerundeten Kies gefunden. In dieser Grube werden Deltaablagerungen (Vorgußschichten) abgebaut, die geomorphologisch und stratigraphisch die damalige Position (Eisrand und Eishöhe) des Rheintalgletschers in der Bregenzerachmündung genau verraten. Außerdem weisen die lokalen Umstände gleichzeitig auf eine Lokalschwankung des Gletschers hin (siehe weiter DE GRAAFF, 1992a und b, 1993).

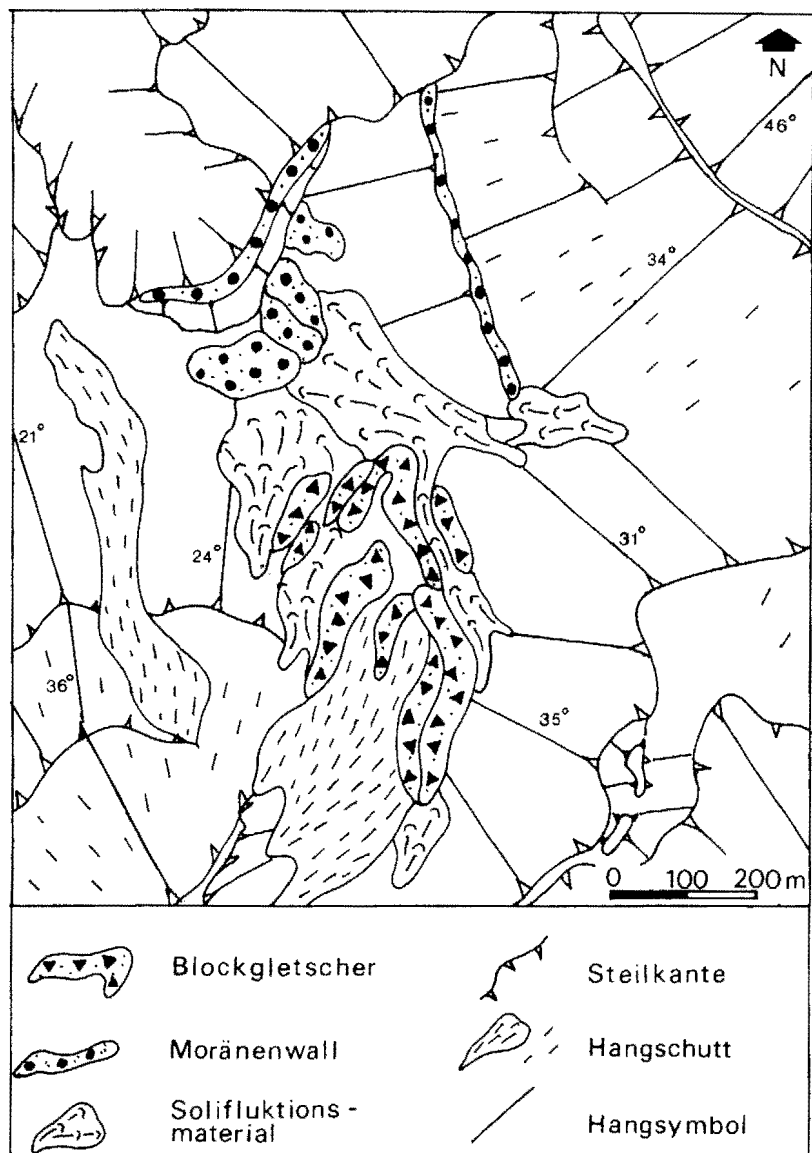
Das letzteiszeitliche Maximum der Rheintal/Bodenseevergletscherung wurde vielleicht erst um 17 500 BP erreicht (Komplex I nach DE JONG 1983, siehe DE JONG, DE GRAAFF & RUPKE, im Druck). KELLER & KRAYSS (1987, 1988, 1991) stellen das Maximum um 18 000 BP, SCHREINER (1992) nennt 20 000 BP. Es bleibt übrigens unsicher, wie sich die Gletscherfront im Alpenvorland zwischen 22 000 und 17 000 BP bewegt hatte.

Dann folgen die letzteiszeitlichen Abschmelzstadien. Das erstwichtige Stadium „Stein am Rhein“ s. l., von DE JONG (1983) als Komplex II gedeutet, dauerte etwa von 15 600 bis 15 000 vor heute an (DE GRAAFF, 1992b, und DE JONG, DE GRAAFF & RUPKE, im Druck).

Eine äußerst interessante Erkenntnis ist, daß während „Stein am Rhein“ das Eisstromnetz im Walgau bereits nicht mehr geschlossen war: Ablationsmoränen des Illgletschers wurden auf beträchtlichen Höhen in den unteren Teilen von Seitentälern des Walgaus abgelagert (Gampbachtal, Galinatal, Saminatal). So befinden sich spätglaziale Moränenwälle des Illgletschers im Galinatal auf 1400 und 1450 m. Diese Illmoränen entwickelten sich auf einer von frühglazialen Ablagerungen unterlagerten Ebene (Roßboden) nordwestlich der Äußeren Gampalp (Abb. 2). Roßboden wurde seitdem nie mehr vom Galinagletscher erreicht. Die korrespondierende Streuung von Ablationsmoränen mit viel Material (z. B. Buntsandstein) aus dem Montafon reicht jetzt im Illtal bis auf 1500 m Höhe (SEIJMONSBERGEN 1992).

Während und nach dem Verschwinden des Galinagletschers herrschte am Roßboden noch lange ein periglaziales Klima. Das beweist ein Blockgletscher, der sich in der Folge aus Hangschutt den erwähnten Illmoränen gegenüber am Roßboden entwickelte (Abb. 2). Dieser Blockgletscher ist einer der ältesten (niedrigstliegenden) im Walgau (1400–1520 m). Für die Anhäufung von Hangschutt und für das Entstehen eines Blockgletschers von dieser Größe muß nach Angabe von Prof. BARSCHE (Univ. Heidelberg) mit einem Millenium gerechnet werden. Die periglazialen Umstände hat-

Abb. 2: Vereinfachter Ausschnitt der geomorphologischen Karte 1:10 000, Blatt Gampbach (SEIJMONSBERGEN 1992). Aus Hangschutt entstandene Blockgletscher und Moränenwälle des Illgletschers liegen am Roßboden im Galinatal auf 1400–1500 m Höhe beisammen; diese Ablagerungen beweisen das frühzeitige Verschwinden des Galinagletschers.



ten vielleicht von 15800 bis 14800 BP andauert. Der Galinagletscher kann gleichzeitig und nachher nur noch als Kargletscher im oberen Bereich des Tales existiert haben.

Für eine von KELLER (1988) angenommene längere und spätere Anwesenheit des Galinagletschers im Bereich von Roßboden und im Talausgang, insbesondere für einen Wiedervorstoß während des „Koblachstadiums“ des Rheingletschers, besteht, auch nach der geomorphologischen Kartierung von SEUMONSBERGEN (1992), kein einziges Argument. Erstens sind die Hänge im unteren Galinatal zwischen 1500 und 1000 m Höhe nur mit früh- und späteiszeitlichen Stausedimenten und Moränenrelikten des Illgletschers ausgestattet. Zweitens stammen die schön entwickelten, schwemmfächerartigen Eisrandterrassen und die daraus entstandenen rückenartigen Erosionsformen (östlich von Gurtis) nicht vom Galinagletscher, wie von KELLER gedacht wurde. Die Schotterablagerungen, die sich am Rande des Illgletschers entwickelten, sind überhaupt nicht von glaziofluvialer oder glazialer, sondern von fluvialer Herkunft und stammen aus dem Galinatal (SIMONS 1985, SEUMONSBERGEN 1992).

KELLER & KRAYSS (1987, 1991) verbinden das „Koblach-Stadium“ (am Kummenberg im Rheintal) mit einem Komplex von Eisrandablagerungen nördlich des Säntis. Dieser Komplex wird als Beweis für einen spätglazialen Wiedervorstoß der Säntisgletscher angesehen (das „Weissbad-Stadium“, Schneegrenze im Rheintal um 1500 m). Diese Säntisablagerungen (zum Teil hochliegende Deltasedimente) sind vermutlich wesentlich älter als „Koblach“ (DE GRAAFF 1992b). Schneegrenzdepressionswerte (SGD-Werte im Vergleich mit dem Gletschermaximalstand im vorigen Jahrhundert festgestellt) von 900 m oder mehr haben sich im Walgau nach der Gletschertrennung wahrscheinlich nicht mehr ergeben. Jedenfalls wurden keine deutlichen Hinweise gefunden, daß nach dem Zerfall der Seitengletscher im südlichen Walgau überhaupt noch erneute Vorstöße der Lokalgletscher bis in untere Talbereiche stattgefunden haben.

Hier liegt tatsächlich ein Problem. Die Moränenwälle des Illgletschers im Galinatal – auf 1400–1450 m Höhe, die korrespondierende Eisrandlage im Illtal liegt mindestens um 50 m höher – können kaum einem jüngeren Vorlandstadium als „Stein am Rhein“ entsprechen. Höchstens ist mit Spätstadien von „Stein am Rhein“ zu rechnen. Im Vergleich: Von KELLER & KRAYSS (1991) wird „Stein am Rhein“ (auf 16000 vor heute gestellt) mit niedrigeren Eisrandlagen im Gebirge verbunden. Sie nehmen für den Standort Feldkirch eine maximale Eisrandlage um 1450 m an („Schaffhausen“). Für „Stein am Rhein“ und „Konstanz“ wird 1300 m, bzw. 1050 m angegeben. Wir schätzen für diese Stadien die Eisrandhöhen um 1650, 1400–1450 und 1150 m ein. Der absolute Maximalstand im Oberen Würm könnte für Feldkirch bis über 1700 m gereicht haben.

„Stein am Rhein“ ist also im südlichen Walgau mit geringeren SGD-Werten verknüpft als generell für würmglaziale Zustände des Rheingletschers angenommen wird. Die Berechnungen der damaligen SGD-Werte beruhen auf Annahmen einer AAR (Accumulation Area Ratio = Akkumulationsareal: gesamte Gletscherfläche) von ungefähr 2:3 und weiter auf den angenommenen Eisrandhöhen. Darauf basiert

dann die Einschätzung der Größe des zugehörigen Liefergebietes. Auf diese Weise wurden immer sehr hohe SGD-Werte von 1200 m oder mehr für die Hauptstadien berechnet. Wir schätzen für „Stein am Rhein“ im Walgau SGD-Werte vorläufig um 1000–800 m. Für „Konstanz“ sind Werte zwischen 800–700 m wahrscheinlicher.

Es läßt sich daraus schließen, daß die glaziologischen Modelle für die letzteiszeitlichen Stadien (Aufbauphasen und Abbauphasen!) im Rheintal an die glazialgeologischen Rekonstruktionen in Vorarlberg angepaßt werden müssen. Erstens sollte das nach Norden offene Rheintal nicht mit einem geschlossenen Längstal wie dem Innthal verglichen werden. Zweitens wurden die Gletschergradienten ständig unterschätzt. Die Gletscher reichten im Gebirge allgemein höher als bei solchen Berechnungen angenommen wird. Die Akkumulationsbereiche waren deshalb viel umfangreicher. Weiter kann man sich fragen:

1. ob die Annahme einer AAR rund 2:3 für größere eiszeitliche Systeme wohl erlaubt ist;
2. wie sich die Niederschlagsverhältnisse zwischen unterschiedlichen Tälern während einer Eiszeit entwickelten (Bemerkung Dr. H. KERSCHNER, Innsbruck); die anemo-orographischen Verhältnisse änderten sich ständig, dies könnte zu wechselnden Niederschlagsverteilungen geführt haben;
3. ob mit positiven oder negativen Rückkopplungen zu rechnen ist, wobei die eiszeitlichen Schneegrenzlagen regional voneinander abweichen können, in anderen Worten, zu langfristigen Situationen mit einer Verteilung in vergletscherte und nicht-vergletscherte Gebiete führen.

Die Vorlandstadien „Stein am Rhein“ und „Konstanz“ sind durch mehrere Datierungen belegt (DE JONG 1983; GEYH & SCHREINER 1984; siehe auch KELLER & KRAYSS 1991 und DE GRAAFF 1992b). Eine Spätphase von „Stein am Rhein“ wurde von DE JONG in seinem Arbeitsgebiet nördlich von Vorarlberg chronologisch festgelegt (Karssee: 15090 ± 80 BP GrN–11836). Auf Grund dieser Datierung und nach weiteren Datierungen von GEYH und SCHREINER (z.B. Hinterhausen 14100 ± 115 BP; Hv–10653) könnte sich das Vorlandstadium „Konstanz“ anschließend zwischen 14600 und 14000 abgespielt haben (KELLER & KRAYSS: um 15000 BP). Am Ende der Ältesten Tundrenzzeit (um 13000 BP) waren die Haupttäler in der Umgebung von Feldkirch wieder eisfrei, wie aus mehreren Untersuchungen von Torf- und Seekreide-Ablagerungen bekannt geworden ist (JORDI 1977, 1986; CHEDEL 1986; DE GRAAFF, KUIJPER & SLOTBOOM 1989).

Die Tabelle I gibt eine Übersicht über die Morphostratigraphie des Oberen Würm in Vorarlberg. Die spätglazialen Eisrandterrassen fluvialer Herkunft im Illtal sind jünger als das Konstanz-Stadium.

Das Walgau-Vergletscherungsmodell

In Vorarlberg vergletscherten viele Seitentäler erst sehr spät (DE GRAAFF 1984, 1986, 1992b, 1993; DE GRAAFF et al. 1989; SEIMONSBERGEN 1992). Es war der AGRG schon lange bekannt, daß die meisten Seitentäler in Vorarlberg im Vergleich zu den Haupttälern auch verhältnismäßig früh wieder eisfrei waren. Das beweisen die

MORPHO- UND CHRONOSTRATIGRAPHIE DER LETZTE TALVERGLETSCHERUNG IN VORARLBERG				
EISABBAU IM BODENSEE-RHEINTAL, IM UNTEREN ILLTAL UND IM VORDEREN BREGENZERWALD IST UM 13.400 JAHRE VOR HEUTE VOLLZOGEN				
ZEIT BP	Letzte Würm-Kältephase	BODENSEE-RHEINTAL (Keller & Krayss '87-'91)	BODENSEE-RHEINTAL/ILLTAL (teils n. de Graaff, et al., 1989) mit Schätzung Eishöhe Feldkirch	SÜDLICHE WALGAU Exkursionsführer 'Oberrhein' '93
13.400	Spät-		(FELDKIRCH-DUMS) 540 m	TOTEISLÖCHER UND
500			FELDKIRCH-AGASELLA 560 m	EISRANDTERRASSEN
600			(FELDKIRCH-VALOUNA) 600 m	BÜRSEBERG/GALINA
700			KOBLACH-St. ARBOGAST 650 m	(Halt 1, 2 und 5)
800			KLAUS-MATIONSWIESE 700 m	OBEREN GALINA-
900			KLAUS-PLATTENWALD 750 m	TERRASSEN
1000			BREGENZ-ÖLRATN 800 m	(GURTIS-2, 900m)
1100	glä-		RAINBERG-SULOIS 850 m	
1200				(GURTIS-1, 1000m)
1300				
14.000		- FELDKIRCH	(ÜBERSAXEN) 1000 m	
200		- KOBLACH	[¹⁴ C-Dat. Hinterhausen 14.100±115 BP; Hv-10653 (KONSTANZ; Seyh & Schreiner 1984 (= Komplex III De Jong 1983)]	
400			(GARTIS-ÜBERSAXEN) 1100 m	BURTSCHA-ALP/SCHESA
600		(Spätglazial)	(= Konstanz s.1, ?)	(1360-1400m)
800	zial			(Brandnertal)
15.000		- KONSTANZ	GULNALP-GRÖLLERKOPF 1250 m	
200			[¹⁴ C-Dat. Karssee 15.090±80 BP; GrN-11836 (Spätphase Komplex II De Jong 1983 (= Spätphase Stein am Rhein)]	
400			ROSSBODEN-VALSCHERINA 1350 m	BAZORA-ALP
600			ÄUßERE GAMPALP 1400 m	(Galina-1400m)
800		Hoch- -----?-----		
16.000		- STEIN AM RHEIN		
17.000	glä-		Würm-Maximum ? 1700 m?	
18.000		- SCHAFFHAUSEN	(Dansgaard et al. 1971; De Jong 1983)	
19.000		Würm-Maximum ?	↑ (letzter Hauptvorstoß)	
20.000	zial			
22.000	---?---	- (Ravensburg-Interstad, ?)		
24.000	Früh-		[¹⁴ C-Dat. HOCHWACHT 23.900±400 BP; Utc-1292 (Mammut-Stoßzahn) 1050 m? Stausee 620 m]	
26.000	glazial			jüngere Konglom. Gamperdonatal ?
28.000				(Halt 8, 9 und 10)
L.W.S. de GRAAFF 1993				

Tab. 1: Morpho- und Chronostratigraphie der letzten Talvergletscherung in Vorarlberg.

Eisrandterrassen und Trockentäler im Rhein- und Illtal (SIMONS 1985). Die glazialen, fluvialen und lakustrischen Sedimente in diesen Seitentälern sind nach DE GRAAFF meistens als Reste von Talfüllungen aufzufassen (siehe auch VAN GELDER, DE GRAAFF & SCHURINK, 1989). Diese entwickelten sich hauptsächlich unter dem Einfluß des frühglazialen, oft raschen Aufbaus der Hauptgletscher. So lange die Seitentäler in frühglazialen Perioden nicht vergletscherten, wurde deren Entwässerung durch den Rhein- und Illgletscher hoch angestaut, und es entwickelten sich Talfüllungen (mit Mächtigkeiten bis vielen hundert Meter) in den V-förmigen Unterläufen dieser Täler. Die Hauptgletscher drängten dabei weit in bestimmte Seitentäler ein.

Frühglaziale Perioden waren deshalb lokal von einer langfristigen Interaktion zwischen glazialen und fluvialen Prozessen gekennzeichnet. Dies hängt, wie erwähnt, im Walgau und im Rheintal mit der relativ kurzen Vergletscherungszeit der Seitentäler zusammen. Die Schneegrenzsenkung war im Walgau offensichtlich nur in bestimmten pleniglazialen Perioden ausreichend, um Seitengletscher zu entwickeln. Aus den Relikten von Talfüllungen ist eine mehrfach wiederholte, mehr oder weniger gleichartige Prozeßfolge während aufeinanderfolgenden Talvergletscherungen abzuleiten. Der Wechsel zwischen eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Bedingungen verursachte eine charakteristische morphologische Zweiteilung der meisten Seitentäler in Vorarlberg. Diese Täler zeigen jetzt fluvial geprägte untere Talteile und „hängende“, glazial geprägte obere Talabschnitte.

Die von DE GRAAFF entwickelten modellmäßigen Einsichten haben vor allem Beziehung zu Phänomenen, die direkt mit der abwechselnd fluvialen und glazialen Talentwicklung in Vorarlberg zusammenhängen. Zusammenfassend läßt sich das Walgau-Vergletscherungsmodell folgenderweise beschreiben:

a) Die bestehenden V-förmigen Talsegmente füllen sich beim Aufbau der Haupttalgletscher mit glazialen, fluvialen und lakustrischen Sedimenten, bis sich die Seitengletscher entwickeln („Akkumulationsphase“).

b) Nach der Entwicklung der Seitentalgletscher entsteht das geschlossene Eisstromnetz. Die plombierten Talstrecken werden mit ihren Talfüllungen in den nachfolgenden pleniglazialen Perioden unter der Eisbedeckung konserviert, die feinkörnigen Ablagerungen verdichten sich stark unter dem Eisdruck („Konsolidierungsphase“) Abb. 3.

c) Nach dem Zerfall des Eisstromnetzes entwickelt sich im Seitental sogleich wieder ein fluviales Regime. Die Bäche schneiden sich mit dem Abschmelzen der Hauptgletscher wieder in die frühglazialen Talfüllungen ein. Diese werden also stark erodiert und deshalb fließen in dieser Phase Wasser und Sediment aus den Seitentälern dem Hauptgletscher entlang („Erosionsphase“). Dieser Prozeß führt zur Entwicklung der vorerwähnten Schwemmfächerterrassen und erklärt das Entstehen der meisten Trockentäler in Vorarlberg. Die postglaziale Tiefenerosion der meisten Bäche ist im Verhältnis eigentlich gering.

Das Bürser Konglomerat

Beiderseits des Talausgangs des Brandnertales liegt bei Bürs eine mächtige schwemmfächerartige Anhäufung von stark verfestigtem, dickbankigem Schotter, das Bürser Konglomerat. Diese stark durchklüftete Formation ist vom Alvierbach schluchtartig durchschnitten und zeigt vorherrschend senkrecht angebrochene Wände. Obwohl die Konglomeratbänke des Bürser Konglomerats relativ flach liegen, sind talauswärts gerichtete Transportrichtungen festzustellen. Die Ablagerungen stammen also von einer früheren Entwässerung des Brandnertals, und das Bürser Konglomerat ist nur als ein „versteinerter“ und hochgelegener Schwemmfächer des Alvierbachs zu interpretieren (BERTLE 1979, SIMONS 1985).

Bereits frühzeitig wurde über dieses Konglomeratvorkommen publiziert. PENCK (1909) vermutete eine interglaziale oder interstadiale Genese. Weiter haben AMPFERER (1908, 1936), WEHRLI (1928) und HEISSEL (1960) die Ablagerungen meist ausführlich beschrieben und zu interpretieren versucht. JORDI (1977) gibt eine vollständige Übersicht der älteren Literatur.

Die Mächtigkeit des Bürser Konglomerats wurde von HEISSEL auf 80 bis 100 m geschätzt, es „dürfte aber maximal bis 140 m Mächtigkeit erreichen“. Lithologisch herrschen die kalkalpinen Komponenten vor, obwohl lokal eine beträchtliche Beimischung von kristallinen Gesteinen aus dem Montafon und der Silvretta zu beobachten ist. HEISSEL erwähnt die bessere Rundung der Gerölle in den unteren Partien und die mehr brecciöse Zusammensetzung in den oberen Teilen. Die Gesteinskomponenten variieren in der Größe, meistens sind sie grob, aber auch feinere Partien sind häufig. In den basalen Lagen treten Riesenblöcke auf. Das Bindemittel ist Kalk.

Genese und Alter des Bürser Konglomerats waren lange problematisch, auch nachdem AMPFERER vor 1908 die stark verdichtete, unterliegende Grundmoräne mit gekritztem Geschiebe und Blöcken entdeckte, die er als Riß gedeutet hat. Illmoränen der letzten Schlußvereisung werden als Hangmoränen auf dem Bürser Konglomerat angetroffen. Die liegende Grundmoräne enthält vorherrschend kalkalpine, aber auch viele kristalline Komponenten. Nach unserer Auffassung stammt das Material also direkt vom Illgletscher und zwar aus einer älteren Vergletscherungsphase.

HEISSEL (1960) betonte die „vollkommene Gleichheit der Gesamterscheinung von Bürser Konglomerat (und Gamperdona Konglomerat) mit der Höttinger Breccie“. Weiter schreibt er: „Beide sind Teile bzw. Reste einer alten, in den westlichen Ostalpen weit verbreiteten Talschüttung, für deren Gleichaltrigkeit die weitestgehende Übereinstimmung der Ablagerungen spricht“. Überzeugt vom feststehenden Alter der Höttinger Breccie (Mindel-Riß-Interglazial, dies auf Grund der stratigraphischen Abfolge im Inntal) berichtet er abschließend, daß auch die Konglomerate von Bürs und Gamperdona und „anderen faziell sehr ähnlichen Bildungen“ von gleicher Entstehung und Alter sind. Nachher wurde das Bürser Konglomerat fast immer als Ablagerung aus dem Mindel-Riß-Interglazial betrachtet.

Auf der „Geologischen Karte des Walgaus“ (HEISSEL, OBERHAUSER und SCHMIDDEGG, 1967) wurde dieses Alter für das Bürser Konglomerat und die meisten übrigen Konglomerat- und Breccienvorkommen im Walgau übernommen. Nur für Konglome-



Abb. 3: Die glaziolakustrische Fazies der jüngsten Talfüllung in Gamperdona: Frühglazial abgelagerte Bändertone wurden im letzten Hochglazial von dem Gletscher überfahren und verdichtet (Photo: DE GRAAFF 1987).

rate im Saminatal wird eine Zweiteilung zwischen „Bürser Konglomerat s. l. (Mindel-Riß) und jüngeren Formationen, möglicherweise Riß-Würm“ getroffen. ALLEMAN (1985) notierte „Riß-Würm-Interglazial oder Würm-Interstadial“ für die Konglomerate im Gamperdona- und im Saminatal auf der neuen Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein.

JORDI (1977) studierte das Saminatal und verglich die verschiedenen verfestigten Sedimente im Walgau. Er distanzierte sich dabei von der alten Idee einer interstadialen oder interglazialen Genese, aber noch nicht von der Annahme eines uniformen Alters und Entstehens dieser Sedimente.

Die traditionelle Auffassung über das Bürser Konglomerat brachte zum letzten Mal eine Publikation von BERTLE, FÜRER & LOACKER (1979). Auch BERTLE rechnet das Bürser Konglomerat zum Mindel-Riß. Er erwähnt, daß ähnliche Bildungen im Mengtal (Gamperdona), ebenfalls interglazial, wahrscheinlich aber würmeiszeitlich interstadial sind, obwohl er vorher in einem Gutachten bereits ein frühwürm-glaziales Alter für die Konglomerate in Gamperdona vermutet hatte (BERTLE 1978).

Die Korrelation des Bürser Konglomerats mit der Höttinger Breccie ist aus mehreren Gründen völlig abzulehnen. Die alpinen Breccien- und Konglomeratkörper haben alle ihre eigene Lokalgeschichte und es bestehen tatsächlich sehr große fazielle Unterschiede: Fossile Schwemmfächer (z.B. das Bürser Konglomerat), komplexe Hangbreccien/Talfüllungen in U-förmigen Tälern (die Höttinger Breccie) oder konglomerierte Talfüllungen in V-förmigen Talstrecken (z.B. die verschiedenen Konglomerate im Gamperdonatal) sind morphologisch, sedimentologisch und stratigraphisch durchaus nicht vergleichbar!

Auch wenn das Alter der Höttinger Breccie richtig sein sollte, sollte diese nicht ohne weiteres als Typokalität und als Erklärung anderer Ablagerungen verwendet werden. Die Hangbreccien in Vorarlberg sind morphostratigraphisch schwierig und chronologisch sehr schlecht einzuordnen. Hangbreccien können sich über sehr lange Zeitperioden und unter wechselnden klimatologischen Verhältnissen entwickelt haben. Die Materialzufuhr am Hang nimmt in Kaltzeiten eher zu. Die Prozesse, die zur Breccienbildung und Verfestigung führen, enden meist erst, wenn die Gebiete unter das Gletschereis geraten. So können bestimmte Partien aus wärmeren interglazialen Zeiten stammen und andere Teile können sich im randglazialen Bereich entwickelt haben. Auch bei der Entstehung der Höttinger Breccie können solche Klimawechsel mitgespielt haben.

Zurückkommend auf das Bürser Konglomerat ist weiter folgendes festzustellen: Die Basis liegt am Talausgang unter dem heutigen Flußbett des Alvierbaches (!), sicher ein wichtiges Argument, um das Bürser Konglomerat stratigraphisch am Ende irgendeiner Talvergletscherung einzuordnen und mit einem lokalen Wiedervorstoß des Illgletschers zu verbinden. Unmittelbar nach einer Talvergletscherung liegt die Erosionsbasis in den glazial ausgeschliffenen Haupttälern nämlich am tiefsten. Allmählich füllten sich die Haupttäler danach mit fluviatilen und lakustrischen Sedimenten, bis sich eine Talebene mit normalem Längsgradient entwickelt hat.

Im Vergleich mit den holozänen Schwemmfächern im Illtal bauten sich die Bürser Konglomerat-Schotter gleich nach einer lokalen Abschmelzphase des Illgletschers

sehr hoch (ca. 200 m) über die heutige Talebene auf. Deshalb vermuten wir die ständige Anwesenheit und ein erneutes Vorstoßen des Illgletschers. Verbunden mit dem Wiederaufstauen der Entwässerung aus dem Brandnertal fand also eine langsame und gleichmäßige Erhöhung der Erosionsbasis und eine gleichzeitige Anhäufung von Schwemmfächersedimenten statt. Bis heute sind keine direkten Eiskontakterscheinungen oder eine deutliche Entwicklung von Vorgußschichten eines Deltas im Bürser Konglomerat gefunden worden. Die frontalen Partien sind leider verschwunden, weil sie letzteiszeitlich stark vom Illgletscher erodiert wurden.

Die erste Zementierungsphase dieser Ablagerungen mußte sich schon vor dem endgültigen Verschwinden des Illgletschers abgespielt haben, sonst wären die Ablagerungen viel stärker erodiert und es hätte sich keine tiefeingeschnittene Schlucht mit parallel verlaufenden senkrechten Wänden entwickelt. Mit Hilfe von Dünnschliffen wird jetzt versucht, die Anzahl von Verkittungs- und Auslaugungsphasen im Bürser Konglomerat zu bestimmen. Diese Untersuchungen könnten die Überlegungen über die Genese und das vermutete Alter weiter untermauern.

Für die rasche Verfestigung ist die Anwesenheit von sulfathaltigen Gesteinen (Gipse und Anhydrite der Raibler Schichten) im kalkalpinen Bereich ein sehr wichtiger Faktor (siehe CAMMERAT, DE GRAAFF, KWADUK & RUPKE 1988; SEIMONSBERGEN 1992; DE GRAAFF 1992b).

Das Alter des Bürser Konglomerats kann rein theoretisch Mittel- oder Altwürm sein, entspricht vielleicht eher dem Ende des Ribßglazials, wie bereits von AMPFERER (1908) vermutet wurde.

Exkursion

Halt 1: Eisrandterrassen von Bürserberg, Straße nach Brand, auf ca. 800 m Höhe (Österreichische Karte 1:50 000, Blatt 141 Feldkirch; Landeskarte der Schweiz 238 Montafon, R: 108 15, H: 22285, Abb. 4).

Die spätwürmzeitliche Terrassenserie von Bürserberg ist fluvialer Herkunft. Gerundeter Kies und Sand wurden vom Alvierbach am Eisrand des in Schritten abschmelzenden Illgletschers abgelagert, das Material stammt also vorwiegend aus dem Brandnertal. Erratisches Material des Illgletschers ist in geringen Mengen vorhanden. Die oberste Terrasse zeigt abweichende Genese: Form und Material verraten eine schwemmfächerartige Überdeckung, die durch eine Wasserzufuhr aus dem Bereich des Schesatobels entstand.

Die Schesatobel-Ablagerungen haben ihre eigene Geschichte. Im Einzugsgebiet des Schesatobels liegt eine gigantische Masse von Lockermaterial. Fazies und Genese dieser randglazial und subglazial abgelagerten Sedimente sind noch nicht detailliert untersucht worden. Es handelt sich um moränenartige Diamikte und zum Teil um geschichtete, sortierte Sedimente. Die Ablagerungen wurden hauptsächlich beim letzten großen Gletschervorstoß am Rande des Illgletschers angehäuft und beim weiteren Aufbau vom Gletscher überfahren. Bis 1200 m Höhe scheint eine deutliche Materialzufuhr vom Illgletscher her vorhanden zu sein. Doch sind in bestimmten Lagen auch Kiese und Sande aus dem Brandnertal reichlich anzutreffen. Erst oberhalb von etwa

1200m ist in den glazial überfahrenen Eisrandablagerungen (die südwestlich von Burtsha Alp vermutlich bis weit über 1500m Höhe hinaufreichen) ein zunehmender Einfluß des Brandnergletschers zu beobachten. Von Halt 1 aus ist der obere Teil des Erosionskessels zu sehen, der sich seit dem Ende des 18. Jahrhunderts in diesen Ablagerungen entwickelt hatte.

Unmittelbar an der Nordseite der Bürserberg-Terrassen befinden sich die Exkursionspunkte 2 und 3. Die Straße zieht in zwei Kehren von den Eisrandterrassen hinunter. Auffallend ist die geradlinige Hangentwicklung an der Vorderseite dieser Terrassen, charakteristisch für gut drainierte Sande und Kiese.

Auch das Brandnertal war relativ früh wieder eisfrei. Vor dem Entstehen der Bürserbergterrassen konnte der Illgletscher noch bis Klostermaiensäss (Mündung Sarotlatal) im Brandnertal eindringen, obwohl hier die Moränen des Sarotlagletschers vorherrschen.

Halt 2: Toteislöcher und Moränenrücken des Illgletschers an der Straße nach Brand, auf ca. 750m Höhe (Österreichische Karte 1:50000, Blatt 141 Feldkirch; Landeskarte der Schweiz 238 Montafon, R: 108 50, H: 223 00).

Der unmittelbare Übergang der Eisrandterrassen von Bürserberg in eine Toteis- und Moränenlandschaft beweist den spätglazialen Kontakt zwischen den Flußablagerungen des Alvierbaches mit dem sprungweise abschmelzenden, aber noch aktiven Illgletscher. Die Moränenrücken und Toteislöcher sind nur wenig jünger als die Bürserbergterrassen. Die höchstgelegenen Rückenbildungen sind vermutlich an der Grenze zwischen aktivem und stagnierendem Gletschereis entstanden. Gleichzeitig oder wenig später entwickelten sich die Toteislöcher.

Halt 3: Spaltenbildungen im Bürser Konglomerat, östlich der St. Wolfgangskapelle auf ca. 740m Höhe (Österreichische Karte 1:50000, Blatt 141 Feldkirch; Landeskarte der Schweiz 238 Montafon, R: 109 00, H: 223 30. Abb. 4).

Die Entstehung von senkrechten, tiefgreifenden Spalten (Abb. 4) ist mit einem postglazialen Hangkriechen des Bürser Konglomerats Richtung Alvierbach verbunden. Die Zerreißung erfolgt(e) relativ langsam und findet über dem überwiegend flachen, alten Hang statt. Unter dem Konglomerat stehen Raibler Schichten an, zum Teil leicht verwitternde Rohwacken, dolomitische Mergel, Zellendolomit und Tonmergel. Lokal könnte die Gleitung auch auf einer Zwischenschicht von Grundmoräne stattfinden (siehe auch 5). Das Vorkommen einer Liegendmoräne ist östlich des Alvierbaches nachweisbar, wie bereits von AMPFERER (1908) gesehen wurde. Die Spaltenbildung folgt den bestehenden Klufrichtungen und reicht sehr tief. Nach Angaben von Einwohnern von Bürs sollen sie früher als Mülldeponie genutzt worden sein.

Die ersten Gleitungen können bald nach der Schlußvereisung begonnen haben. Die spätglaziale Entwicklung eines kleinen Trockentals ist als Vorphase der Spaltenbildung zu betrachten. Dieses Tälchen folgt einer Hauptklufrichtung im Bürser Konglomerat und befindet sich genau in der Längsrichtung einer großen Spalte. Die Wanderung führt uns durch dieses teils schluchtartige Trockental („Kuhloch“) mit deutlich entwickelten Strudellöchern bis zur Bürser Straße zurück.



Abb. 4: Zerrspalte im Bürrer Konglomerat, östlich von St. Wolfgang (Photo DE GRAAFF 1984).

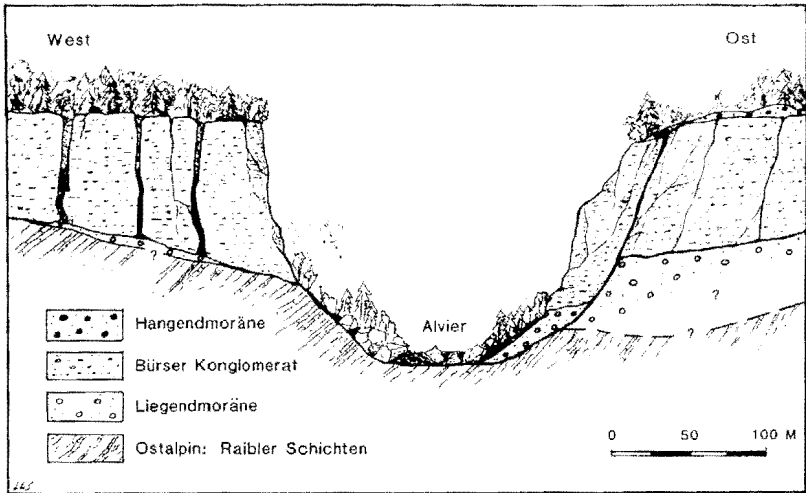


Abb. 5: Vermutliches Querprofil durch die Alvierschucht mit Spaltenbildung im Bürser Konglomerat und Liegendmoräne von AMPFERER (1908).

Die Spuren der letzteiszeitlichen Moränenüberdeckung des Illgletschers sind fast überall in Form von Riesennerratikern (Gneisblöcken) anzutreffen. Über die Genese und das mögliche Alter des Bürser Konglomerats wurde weiter oben ausführlich berichtet. Siehe weiter unter Exkursionspunkt 4.

Halt 4: Alvierschucht mit der Liegendmoräne des Bürser Konglomerats auf ca. 550m Höhe (Österreichische Karte 1:50000, Blatt 141 Feldkirch; Landeskarte der Schweiz 238 Montafon, R: 10935, H: 223 10, Abb. 5 und 6).

Von Bürs aus geht es zu Fuß (ca. 800m) in die Alvierschucht hinein zum Besuch des klassischen Punkts (AMPFERER 1906), wo das Bürser Konglomerat von Grundmoränen des Illgletschers unterlagert ist. Die Wanderung führt zuerst durch eine Bergsturzlandschaft mit großen Konglomeratblöcken. Wenig weiter geht es über eine Stiege, wo das Bürser Konglomerat bis unter das Bachbett hinunterreicht. Die niedrige Position der basalen Partien des Bürser Konglomerats ist wenig bachaufwärts auch an der Westseite des Alvierts sowie hinter der Kirche von Bürs festzustellen. Dies stellt, wie oben beschrieben wurde, das von HEISSEL (1960) postulierte Alter (Mindel-Riß Interglazial) unmittelbar in Frage. Allgemein liegt der Kontakt zwischen dem ostalpinen Gesteinsuntergrund und dem Konglomerat westlich des Alvierbaches höher als östlich, wie im Querprofil (Abb. 5) gezeigt wird.

Weiter in die Schucht hinein geht es an einer Schutthalde mit einzelnen abgestürzten Konglomeratblöcken entlang. Wasseraustritte und Kalkintervorkommen verraten, daß sich die Untergrenze des Konglomerats hier vermutlich oberhalb des Fuß-

Abb. 6:
Abscherung im
Bürser Konglome-
rat und Liegend-
moräne im
oberen Bereich
von AMPFERER's
Aufschluß (verglei-
che Abb. 6; Photo
DE GRAAFF 1992).



wegs befindet. Früher befand sich an dieser Stelle die Trinkwasserfassung der Gemeinde Bürs.

Zwischen der ersten und zweiten Brücke über den Alvierbach befindet sich AMPFERER's Fundstelle der Liegendmoräne. Diese wurde auch in den geologischen Karten des Walgaus und das Rhätikons eingetragen. AMPFERER erwähnt, daß die hohen Wände des Konglomerats hier „von vertikalen Sprüngen zerschnitten“ sind, „an denen kleinere Verschiebungen stattgefunden haben“. In seiner Skizze wurde das Vorkommen von Grundmoränen an zwei, von einer Bruchlinie im Konglomerat getrennten Stellen angegeben.

Im Sommer 1992 wurde der untere Talhang zur Vorbereitung dieser Exkursion erneut untersucht. Der niedrigstliegende Moränen-Aufschluß befindet sich ungefähr 20m über dem heutigen Bachbett. Der zweite Aufschluß liegt weiter südlich auf 45–50m Höhe. Dazwischen wurde eine alte (vermutlich vorletzteiszeitliche), hangparallele, gravitative Abscherung im Bürser Konglomerat mit einem Höhenunterschied von 25–30m festgestellt. Das Bürser Konglomerat befindet sich an der ersten Stelle also nicht in situ. Es wird gedacht, daß die Moräne hier mit abgeschoben ist. Es ist im

Prinzip auch möglich, daß sich die Gesteinsschale in dieser Lage erneut in die Liegendmoräne (oder in eine jüngere Grundmoränenbedeckung des Illgletschers) „gebohrt“ hatte. Die genaue Position der Scherfläche ist nach unten schwierig festzustellen. Die abgeschobene Konglomeratschale hatte ursprünglich eine Mindestlänge von hunderten von Metern.

Der zweite Aufschluß befindet sich an einer Stelle, wo die abgeglittene Gesteinsmasse von einer denudativ entstandenen Hohlform durchbrochen ist.

In dieser Nische ist zu sehen, daß die Konglomeratmasse von einer sehr mächtigen Grundmoräne des Illgletschers unterlagert ist. Der Kontakt zwischen Grundmoräne und Konglomerat verläuft hier äußerst flach. Nördlich und südlich der Nische ist zu sehen, daß die Grundmoränenmasse abgeschnitten wurde (Abb. 6) und daß sich hier mehrere hangparallele Spalten entwickelt haben. Auch die Gleitfläche bildet eine Spalte. Die Abschiebung hat sich vermutlich postglazial entwickelt, könnte aber auch älter sein.

Die petrologische Zusammensetzung des Feinkieses der Grundmoränenablagerungen wurde in verschiedenen Bereichen untersucht. Sie zeigt keine großen Unterschiede. Die Fraktionen 8–14 mm und 4,8–8 mm wurden ausgewaschen. Es dominieren hell- bis dunkelgraue Karbonatgesteine mit rund 80% Kalkstein und Dolomit. Rotfarbige Sedimentgesteine (Buntsandstein, Hornstein und Karbonate) sind mit 1–2%, graue bis gelbe Sandsteine und Mergel mit maximal 3% vertreten. Der Anteil vom Kristallin aus Montafon und Silvretta (Amphibolit, Schiefer und Gneis) bewegt sich ziemlich konstant um 15% (die Hälfte davon ist Amphibolit). Die Restgruppe (1–2%) umfaßt Quarz, Kalzit etc. Bei Grobkies und Geröllen sind Buntsandstein und Kristallin reichlich vorhanden, aber auch unregelmäßiger verteilt.

Halt 5: Die Schwemmfächerterrassen der Galina (Österreichische Karte 1:50000, Blatt 141 Feldkirch; Landeskarte der Schweiz 238 Montafon, R:09835, H:22820).

Am Weg nach Gurtis genießen wir bei klarem Wetter in ca. 880 m Höhe eine hervorragende Aussicht über das Gebiet zwischen Gurtis und Nenzing. Diese Stelle ist geeignet, ein Blatt der neuen geomorphologischen Kartenreihe zum Vergleich mit dem Gelände (Blatt Gurtis, SEJMONSBERGEN 1992) vorzustellen.

Die fluviale Genese der spätglazialen Schwemmfächerterrassen der Galina, wie von SIMONS (1985) und von SEJMONSBERGEN (1992) beschrieben, wird zur Diskussion gestellt. Ähnliche Eisrandterrassen entstanden an vielen Stellen im Ill- und Rheintal, wo sich ein sedimentführender Abfluß aus eisfrei gewordenen Seitentälern am Rande des Hauptgletschers einen Weg suchte.

Von Halt 5 geht die Fahrt nach Nenzing und hinauf nach Hocheck/Stellfeder. Ab Stellfeder (spätglaziale Schwemmfächerterrassen des Mengbachs) ist eine Wanderung im Gamperdonatal vorgesehen. Hauptziel ist die Demonstration frühglazialer Vergletscherungsgeschichte an Hand einiger der zahlreichen Quartäraufschlüsse im Gamperdona. Wichtige Elemente sind dabei das Eindringen des Illgletschers, das Vorkommen mehrerer Talfüllungen (das „ältere“ und das „jüngere“ Konglomerat), die

rasche Verkittung dieser Schotter, die subglaziale Verdichtung der feinkörnigen Sedimente, etc. Wir entwickeln daraus die Beschreibung des Walgau-Vergletscherungsmodells.

Es gibt unterwegs auch Aufschlüsse in Flysch und Ostalpin. Nur die wichtigsten Quartäraufschlüsse (Halt 6 bis 10) werden detailliert beschrieben. Während der Wanderung ist dem Gamperdonaweg entlang, ab Stelfeder, u. a. folgendes zu beobachten:

- n. 60 m chaotische Anhäufung von Blockmoränen (Gneise) des Illgletschers;
- n. 500 m stark vom Illgletscher deformierte und kompaktierte („frühglaziale“) Sand- und Kiesablagerungen des Mengbachs;
- n. 600 m bei der Abzweigung Richtung Nenzingerberg: Erster Aufschluß des älteren Konglomerats (797 m), im Kontakt mit der Grundmoräne des Ill-Gletschers; etwa 100 m oberhalb am Nenzingerbergweg befindet sich ein interessanter, aber komplizierter Aufschluß mit verschiedenen Ablagerungen;
- n. 670 m subglazial verdichtete Seetonablagerungen, vermutlich gleichaltrig mit den jüngeren Konglomeraten („Aufbausedimente“);
- n. 800 m über eine Breite von etwa 30 m steht mit einigen Unterbrechungen Flysch an, lokal im Kontakt mit Relikten von Quartärablagerungen; nach 990 m folgt Halt 6:

Halt 6: Proglaziale Deltaablagerungen des Illgletschers, auf 795 m Höhe (Österreichische Karte 1:50000, Blatt 141 Feldkirch; Landeskarte der Schweiz 238 Montafon, R: 101 18, H: 225 05).

Dieses Delta entstand vor dem Rand des vorstoßenden und in das Tal eindringenden Illgletschers. Die Vorfußschichten („foreset beds“) sind taleinwärts gerichtet und gehen seitlich in „bottomset beds“ und siltige Seetonablagerungen über. Diese Delta- und Seetonablagerungen entstanden wahrscheinlich beim letzten großen Vorstoß der Gletscher und sind somit ungefähr gleichaltrig wie die jüngeren Konglomerate (vorläufig geschätztes Alter um 26000–24500 Jahre vor heute). Die Seetonablagerungen sind über hunderte von Metern taleinwärts zu verfolgen. Danach steht stark gefalteter Flysch (Plankner-Brücke-Serie) in einigen Aufschlüssen an. Nach 1550 m von Stelfeder folgt Halt 7:

Halt 7: Das „ältere“ Konglomerat, auf ca. 815 m (Österreichische Karte 1:50000, Blatt 141 Feldkirch; Landeskarte der Schweiz 238 Montafon, R: 101 15, H: 225 75, Abb. 7).

Eine imponierende Konglomeratmasse (Abb. 7) liegt im Kontakt mit dem alten Hang mit dem anstehenden Flysch. Eine relativ dünne Übergangsschicht von feinem Hangschutt ist hier zu beobachten. Diese Konglomerate gehören zum sogenannten „älteren Komplex“ von verkitteten Aufbausedimenten („Verbauungsschotter“).

Diese Sedimente wurden hauptsächlich fluvial, vom Mengbach, bei Stau durch den eindringenden Illgletscher, abgelagert. Unter dem Weg ist die Formation vorwiegend deltaisch mit zwischengelagerten glaziolakustrischen Sedimenten (feingeschichtete Sande, Silte und Tone) entwickelt. Lokale Toteissackungen im Konglomerat, das Vorkommen von „dropstones“ (eckige kristalline Erratiker) in den Seeablagerungen und

die Aufeinanderfolge der Deltaschüttungen weisen auf die Abdämmung und das Eindringen des sich aufbauenden Illgletschers hin.

Das Konglomerat wurde während der letzten Talvergletscherung von jüngeren Ablagerungen (fluvialen Ablagerungen des Mengbachs, Moränen des Illgletschers, etc.) überlagert; das ist dem Weg entlang über 150 m zu verfolgen. Lokal sind die letzt-eiszeitlichen Relikte von angeklebten Illmoränen sichtbar.

Das ältere Konglomerat ist vorletzteiszeitlich entstanden. Die erste Verfestigung hatte sich vermutlich gleich nach der Ablagerung und ziemlich rasch vollzogen. Erst beim Übergang zum nächsten Interglazial oder Interstadial wurden die verkitteten Schotter wieder freigelegt und vom Alvierbach an der Westseite zerschnitten. Dabei sind vorletzteiszeitliche senkrechte Wände im Konglomerat entstanden. Der heutige Einschnitt des Mengbachs reicht um 20 bis 40 m tiefer als die Unterseite des älteren Konglomerats.

Die chronologische Einstufung ist unsicher. Möglich wäre eine Gletscher-Vorstößphase aus dem Riß s.l., Altwürm oder Mittleren Würm. Siehe weiter unter Halt 9.

Halt 8: Das „jüngere“ Konglomerat, auf ca. 835 m (Österreichische Karte 1:50000, Blatt 141 Feldkirch; Landeskarte der Schweiz 238 Montafon, R: 101 35, H: 225 25).

Das Gebiet zwischen dem älteren Konglomerat (Halt 7) und Halt 8 wird hauptsächlich von (relativ jüngeren) konsolidierten Sanden und Seetonen eingenommen. Bei 1750 m von Stelfeder zeigt ein Aufschluß diese verdichteten, feinkörnigen Sedimente. Sie enthalten an dieser Stelle sehr viele eckige kristalline Erratiker des Illgletschers. Diese Ablagerungen stehen stratigraphisch mit dem sogenannten „jüngeren Konglomerat“ im Gamperdona in Verbindung. Nach ungefähr 2000 m wird ein Straßentunnel in diesen „jüngeren konglomerierten Deltaschottern“ (Vorgußschichten) des Mengbachs erreicht. Die Deltaschotter überlagern die feinkörnigen Sedimente, sie sind aber als fast gleichzeitige Füllung eines ehemaligen Stausees zu betrachten. Unmittelbar vor dem Tunnel ist eine starke Beimengung von murschubartigen Diamiktschichten des Illgletschers zu beobachten.

Die jüngeren Konglomerate und die jüngeren Seetone datieren möglicherweise vom letzten großen Gletschervorstoß am Übergang vom Mittleren zum Oberen Würm. Die jüngeren Konglomerate im Gamperdona werden chronologisch vorläufig als etwas älter als das „Hochwacht-Stadium“ (23900 ± 400 BP; UtC-1292) des Rheingletschers bei Bregenz (de GRAAFF 1992a) gedacht und zwischen 26000 und 24500 vor heute geschätzt. Versuche zur Sammlung von pollenanalytischen Daten sind bis jetzt immer gescheitert. Die Seeablagerungen sind meistens steril. Die wenigen gefundenen Pollen und Sporen deuten nur auf eine Kaltphase hin.

Halt 9: Kontakt zwischen „jüngere“ Konglomerat und „ältere“ Konglomerat auf ca. 850 m (Österreichische Karte 1:50000, Blatt 141 Feldkirch; Landeskarte der Schweiz 238 Montafon, R: 101 32, H: 225 10, Abb. 8).

Ungefähr 120 m südlich des Tunnels stehen die jüngeren Konglomerate in einem senkrechten Kontakt mit den älteren Konglomeraten an (Abb. 8). Interessant ist die postsedimentäre Sackung der jüngeren Sedimentmasse um 2,5–3 m. Die Umbiegung



Abb. 7: Hauptaufschluß im „älteren Konglomerat“ (Aufbauschotter der Riss-Eiszeit?) im Gamperdonatal; unterhalb vom Weg herrschen dünnbankige Deltaablagerungen vor (Photo DE GRAAFF 1987).

der Schichten in der Kontaktzone entspricht dem Zusammendrücken der eingelagerten feinkörnigen Seeablagerungen unter der starken Sediment- und Eisbelastung im letzten Hochglazial („Hakenslagen“). SELMONSBERGEN (1992) schätzt auf Grund dieser Sackung die Gesamtmächtigkeit der untenliegenden feinkörnigen Sedimente auf 10 m ein.

Beide Konglomeratmassen haben ähnliche Genese, doch sind auch viele Unterschiede festzustellen. Hier folgt eine Zusammenfassung:

Das ältere Konglomerat repräsentiert eine vorletzteiszeitliche Talfüllung, das jüngere Konglomerat könnte frühletzteiszeitlich sein. Diese Talfüllungen sind in der unteren V-förmigen Talstrecke des Gamperdonatals während Aufbauphasen des Illgletschers entstanden (siehe unter Halt 7). Das Material ist hauptsächlich lokaler Herkunft. Die Verfestigung der Aufbauschotter erfolgte immer rasch, jedenfalls vor dem Ende der jeweiligen Vergletscherungsperioden. Die verfestigten Talfüllungen wurden später (interglazial oder interstadial) wieder freigelegt und vom Mengbach zum Teil erodiert.

Nur das ältere Konglomerat wurde völlig durchschnitten. Dabei sind schon vorletzteszeitlich senkrechte Wände entstanden. Mindestens an einer Stelle sind eingelagerte Relikte von noch älteren Talfüllungen zu beobachten. Der Profilaufbau des älteren Konglomerats zeigt nur in den unteren, talauswärts gerichteten Bereichen die Entwicklung von seichten Stauseebildungen. Hier treten auch die meisten Eiskontakt-erscheinungen (deformierte Schichtung, „dropstones“ und sonstige Kennzeichen des Eiskontakts) auf. In den oberen Partien sind die Schotterablagerungen dickbankig und liegen sehr flach. Die Beimengung von kristallinen Erratikern ist allgemein gering.

Das jüngere Konglomerat ist als eine vermutlich frühletzteszeitliche Talfüllung entstanden. Hier herrschen die Stauseebildungen mit deltaischen und feinkörnigen Seeablagerungen vor. Die Sortierung der Sedimente ist wesentlich besser als im älteren Konglomerat, der Rundungsgrad ist meistens gleich niedrig.

Eine Serie von aufeinanderfolgenden Stauseefüllungen im jüngeren Konglomerat ist weiter taleinwärts (ab Halt 10) im Gamperdonatal zu beobachten. Die Stauseen entstanden topographisch immer höher und entwickelten sich immer weiter taleinwärts. Dies zeigt den raschen Aufbau des Illgletschers. Im Vergleich zum älteren Konglomerat ist die Beimengung von erratischem Material viel üppiger. Die Verfestigung ist weniger stark und unregelmäßiger verteilt, weil die eingelagerten feinkörnigen Seeablagerungen die Durchlässigkeit erniedrigen und so die Zementierung in bestimmten Bereichen verhindern.

Weitere Untersuchungen werden sich auf die Verfestigungs- und Auslaugungsgeschichte richten. Ein erster Versuch mit Mammutdünnschliffen (20 x 10 cm) zeigte im jüngeren Konglomerat nur eine deutliche Verkittungsphase, im älteren Konglomerat vermutlich schon drei. Untersuchungen an einer größeren Zahl von Proben sind jetzt vorgesehen.

Halt 10: Aussichtspunkt **Buder-Höhe** auf 855 m mit Aussicht auf die zwei verschiedenen Talfüllungen im Gamperdonatal und der Gampbachalmündung, **Bergzerreißung** des Eckskopfs (Österreichische Karte 1:50000, Blatt 141 Feldkirch; Landeskarte der Schweiz 238 Montafon, R: 10130, H: 22502, Abb. 8).

Taleinwärts der Buder-Höhe sind an der Ostseite des Mengbachs die senkrechten Wände im dickbankigen und flachliegenden älteren Konglomerat zu sehen. Die Basis befindet sich hier nur 20 m über dem Bachbett.

An der Westseite stehen die jüngeren Konglomerate vorherrschend aus aufeinanderfolgenden Deltaschüttungen an. Nach oben im Profil sind zwischen 900 und 1000 m zwei Ablagerungsrichtungen zu beobachten. Die nördliche Richtung stammt vom Mengbach, die östliche Richtung entspricht einer Deltaschüttung aus dem Gampbachtal.

Der Mengbach hat sich am Kontakt zwischen beiden Konglomeratmassen wieder eingeschnitten. Nur das jüngere Konglomerat ist noch nicht durchschnitten. Der Gampbach ist kaum erosionsfähig, ein neuer Einschnitt fehlt. Dieser Bach führt sehr wenig Sediment, weil viel Material durch rasche Verfestigung im Mittel- und Oberlauf zurückgehalten wird. Die Zufuhr von sulfathaltigem Wasser (Gips und Anhydrit der

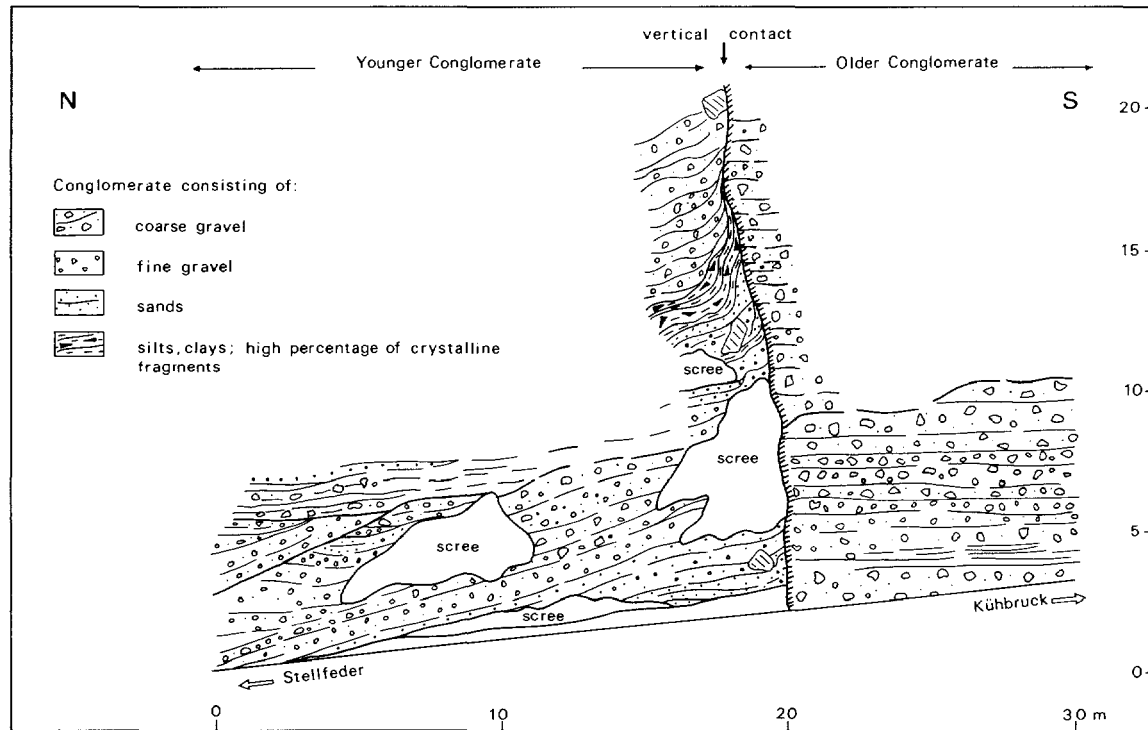


Abb. 8: Senkrechter Kontakt zwischen zwei verschiedenen Talfüllungen in Gamperdona (SEUMONSBERGEN 1992); die ältesten Ablagerungen waren verfestigt und fluvial zerschnitten bevor die jüngeren Schotter (theoretisches Mindestalter um 26000–24500 Jahre) abgelagert wurden.

Raibler Schichten) in den Gampbach führt auch heute zu einer starken Karbonatübersättigung und deshalb zur Zementierung von Lockermaterial.

Die Talfüllungsgeschichte des Gampdonats ist in Kurzfassung so zu schildern: Der Mengbach baute während einer früheren Vorstoßphase des Illgletschers seine Talsohle bis auf jene Höhe auf, in der sich die normale Talvergletscherung vollzogen hatte. Als am Ende dieser Vergletscherungsphase die subglazial konservierten Schotterablagerungen wieder freigelegt wurden, waren sie bereits verfestigt, so daß sich im nächstfolgenden Interglazial oder Interstadial lokal senkrechte Wände im Konglomerat entwickelten. Der Mengbach hatte nun nicht nur das ältere Konglomerat durchschnitten, sondern sich noch mindestens 30–40 m in das unterlagernde Mesozoikum eingeschnitten. Diese damalige Tiefe hat der Mengbach oberhalb der Buderhöhe auch heute noch nicht wieder erreicht (!), vielleicht ein Argument dafür, das ältere Konglomerat in die Riß-Eiszeit einzuordnen.

Dann folgte die letzte Talfüllung. Die jüngeren Konglomerate sind Teil eines Komplexes von Vorstoßsedimenten, die bis über 1000 m Höhe das Eindringen des Illgletschers, die Entstehung von Stauseen und die Verfüllung des Tales mit faziell unterschiedlichen Sedimenten belegen. Massige Anhäufungen von Illmoränen befinden sich am Osthang des Gampdonats. Die Illmoränen reichen am Talaustrang (Nenzingerbergweg) bis auf 1350 m und im Garfetschatobel (2500 m taleinwärts) bis auf 1150 m Höhe. Im Gampbachtal sind Illmoränen bis auf 1500 m gefunden worden. Ähnliche Beobachtungen gelten für das Galinatal (SEJMONSBERGEN 1992). Es läßt sich daraus schließen, daß Rhein- und Illgletscher sich bis auf diese Seehöhen aufbauen können, bevor die Schneegrenzsenkungen im Walgau 800–900 m betragen (BZN 1850) oder größer waren, so daß sich die Lokalgletscher entwickelten.

Die letzte Aufbauphase lief vielleicht zwischen 26000 und 22000 BP ab. Nur während des Hochglazials (22000–16000 BP?) bestand im Walgau ein geschlossenes Eisstromnetz. Der Zerfall der Walgauer Gletscher vollzog sich vermutlich schon seit dem Vorlandstadium „Stein am Rhein“ (vorläufig auf 15600–15000 BP gestellt).

Nachwort und Dank: Die Formenwelt und die vielen Relikte von pleistozänen Ablagerungen in Vorarlberg verraten für jedes Tal eine bestimmte, mehrfach wiederholte Prozeßfolge während aufeinanderfolgenden Talvergletscherungen. Allgemein führte die Interaktion zwischen glazigenen und fluvialen Prozessen in frühglazialen Perioden zu einer Anhäufung von Lockermaterial in die bestehenden Talstrecken. In pleniglazialen Perioden wurden die plombierten Talstrecken unter dem Gletscher eher konserviert als erodiert. Erst späteiszeitlich, nach dem Zerfall der lokalen Seitengletscher, wurden diese Sedimentspeicher wieder freigelegt. Mit dieser vereinfachten Darstellung läßt sich im Gelände quartärgeologisch und geomorphologisch bereits sehr viel erklären.

Die eiszeitliche Prozeßfolge in Vorarlberg ist außerdem direkt mit der Rheintal-Bodenseevergletscherung verbunden. Die letzteiszeitlichen Verbindungen sind genau untersucht worden und die Morphostratigraphie in Vorarlberg ist im Stadium lebhafter Entwicklung. Detaillierte geomorphologische und quartärgeologische Aufnahmen sind dazu notwendig und sind außerdem zunehmend gefragt, weil sie bei der Lösung von vielen praktischen Problemen eine Rolle spielen.

Stimulierend sind weiterer Dialog und Diskussion mit Fachkollegen. Wir danken allen, die zu dieser Arbeit direkt oder indirekt beigetragen haben. Dank gebührt vor allem Dr. Walter Krieg (Vorarlberger Naturschau, Dornbirn), nicht nur für die sprachliche Korrektur unserer Manuskripte, sondern auch für seine ständige persönliche Hilfe und sein Interesse an unserer Arbeit.

Schriften

- ALLEMANN, F.: Geologische Karte Fürstentum Liechtenstein, 1:25 000. Liechtenst. Schulb. Verl., Vaduz 1985.
- AMPFERER, O.: Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Bludenz. – Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, **58/4**, 627–636, 9 Abb., Wien 1908.
- Rätikon und Montafon in der Schlußvereisung. – Jb. Geol. Bundesanstalt, **86**, 15–17, 12 Abb., Wien 1936.
- BERTLE, H.: Begutachtung der Neutrassierungen in der Wegabschnitten Hoppe, Sägetobel und Hochgarfrescha, Nenzing 1978.
- BERTLE, H., FURRER, H. & LOACKER, H.: Geologie des Walgaues und des Montafons mit Berücksichtigung der Hydrogeologie. (Exkursion G am 20. April 1979). – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **61**, 71–85, 5 Abb., Stuttgart 1979.
- CAMMERAAAT, E. C., GRAAFF, L. W. S. DE, KWADJIK, J. K. & RUPKE, J.: On the origin of debris pillars in the Alps of Vorarlberg. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., **31/1**, 85–100, 6 Abb., 3 Ph., Berlin, Stuttgart 1987.
- CHALINE, J. & JERZ, M.: Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. Stratotypen des Würm-Glazials. Eiszeitalter und Gegenwart, **35**, 185–192, Stuttgart 1984.
- CHEDEL, M.: Pollenanalytische und Moorkundliche Untersuchungen am Flachmoor Mariagrün bei Feldkirch (Vorarlberg, A.) – Dipl. Arb. Geogr. Inst. Univ. Zürich, 1986.
- GELDER VAN, G., GRAAFF, L. W. S. DE & SCHURINK, E.: Subglacial consolidation of fine-grained stratified sediment: A neglected tool in reconstructing ice-thickness in Pleistocene valley glaciers. – Arctic and Alpine Research, **22/4**, 329–340, 9 Abb., 2 Tab., Colorado 1989.
- GEYH, M. A. & SCHREINER, A.: ¹⁴C-Datierungen an Knochen- und Stoßzahnfragmenten aus würmeiszeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Eiszeitalter und Gegenwart, **34**, 155–161, Stuttgart 1984.
- GRAAFF, L. W. S. DE: Eisrandnahe Formen im Hoch- und Spätglazial von Vorarlberg. Referat wissenschaftl. Tagung am 22./23. 6. 1984, Dornbirn 1984.
- Neue Einsichten in die Talvergletscherungen in Vorarlberg. Kurzreferat Wandertagung der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, Dornbirn 1986.
 - Zur Altersbestimmung eines Mammutstoßzahns (Kiesgrube Hochwacht) und ihre Bedeutung für die morphostratigraphische Einstufung der Quartärablagerungen zwischen Bregenz und Langen. Schriften des Vorarlberger Landesmuseums, 23–28, 6 Abb., Bregenz 1992a.

- GRAAFF, L. W. S. DE: Zur Morpho- und Chronostratigraphie des Oberen Würms in Vorarlberg. – Geol. Bundesanstalt Wien. 10 Abb., Wien 1992b.
- Das Quartär in Vorarlberg: Die eiszeitlichen Prozesse und die Morphostratigraphie der letzten Talvergletscherung. – Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., 75, 10 Abb., Stuttgart 1993.
- GRAAFF, L. W. S. DE, JONG, M. G. G. DE, RUPKE, J. & VERHOFSTAD, J.: A geomorphological mapping system at scale 1:10 000 for mountainous areas. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., 31/2, 229–242, 3 Abb., 1 Geom. Kte., Berlin, Stuttgart 1987.
- GRAAFF, L. W. S. DE, KUIJPER, W. J., and SLOTBOOM, R. T.: Die Schlußvereisung und die spätglaziale Entwicklung des Moorgebietes Gasserplatz, Feldkirch-Göfis, Vorarlberg. – Jb. Geol. B.-A., 132/2, 397–413, 5 Abb., 3 Taf., Wien 1989.
- GRAAFF, L. W. S. DE, KRIEG, W., JONG, M. G. G. DE, RUPKE, J., SEUMONSBERGEN, A. C., SLOTBOOM, R. T. & WESTEN, C. J. VAN: Vorarlberg, Developments in Alpine Geomorphology, in: SEUFFERT, O., [Hrsg.]: Excursion guide field-trips C14a, b. Second Int. Conf. Geomorphol., 40 Abb., 2 Tab., Frankfurt 1989.
- HEISSEL, W.: Das Konglomerat von Bürs bei Bludenz (Vorarlberg). – Jahrbuch Vorarlberger Landesmuseumsverein, 44–49, Bregenz 1960.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. & SCHMIDEGG, O.: Geologische Karte des Rätikon, 1:25 000. Geol. Bundesanstalt, Wien 1967.
- JONG, M. G. G. DE: Quaternary deposits and landforms of western Allgäu (Germany) and the deglaciation after the last major ice advance. – Dissertation. Publ. 36, Fys. Geogr. & Bodemk. Lab., Univ. Amsterdam. 186 pp., 24 Abb., 21 Ph., 15 Tab., 5 App., 4 Beil., Amsterdam 1983.
- JONG, M. G. G. DE, GRAAFF, L. W. S. DE & RUPKE, J.: Der Eisabbau im Vorderen Bregenzerwald und in Nachbargebieten (Vorarlberg, Österreich) nach dem letzteiszeitlichen Eishochstand [im Druck]. Geol. Bundesanstalt, Wien 1993.
- JORDI, U.: Geomorphologische Untersuchungen im unteren Saminatal, im äußeren Walgau und in der Umgebung von Feldkirch. Liz. Arb. Geogr. Inst. Univ. Bern 1977 [Mskr.].
- KELLER, O.: Ältere Spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rheinalpen (Weissbad-Stadium/-Bühl-Stadium). Schriftenreihe Physische Geographie, 27, 2 Bde. + Profilkarten, Geogr. Inst., Zürich 1988.
- KELLER, O. & KRAYSS, E.: Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodenseeraum (Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein). Eclogae Geol. Helv., 73, 823–838, 5 Abb., Basel 1980.
- Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. – Geogr. Helvetica 2, 169–178, 5 Abb., Zürich 1987.
 - Eisrandkomplexe im nördlichen Bodenseeraum (Tettang-Füramoos). Führer für die Quartärexkursion der Universitäten Stuttgart-Hohenheim und Zürich-Irchel. Geogr. Inst. d. Univ. Zürich, 6 Beil., Zürich 1988.

- KELLER, O. & KRAYSS, E.: Der Eisaufbau des Rhein-Linth-Gletschers im oberen Würm: Ein Modell. -in: FRENZEL, B. [Hrsg.]: Klimageschichtliche Probleme der letzten 130000 Jahre, 421–433, 6 Abb., Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz 1991.
- PENCK, A. in: PENCK A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 1129 S., Leipzig (Tauchnitz) 1909.
- SCHREINER, A.: Einführung in die Quartärgeologie, 257 S., 104 Abb., 9 Ph., 14 Tab., Stuttgart (Schweizerbart) 1992.
- SIMONS, A. L.: Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg, Österreich. – Schriften des Vorarlberger Landesmuseums, Reihe A: Landschaftsgeschichte und Archäologie, I, 257 S., 19 Abb., 100 Ph., 53 Karten, 4 Anh., Vorarlberger Landesmuseum, Bregenz 1985.
- SEIJMONSBERGEN, A. C.: Geomorphological evolution of an alpine area and its application to geotechnical and natural hazard appraisal (in the NW. Rätikon mountains and S. Walgau, Vorarlberg, Austria. Including map series at 1:10000 scale). 109 S., 36 Abb., 5 Taf., 5 geom. Kt., 5 geot. Kt., 5 Naturgef. Kt., 5 Beil. – Diss. Univ. Amsterdam, Amsterdam 1992.
- WEHRLI, H.: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. – Jahrb. Geol. Bundesanstalt Wien. 78, 357–498, 43 Abb., 2 Taf., 2 Tab., Wien 1928.