



Gletscher und Klima im Ostalpenraum zwischen 16.000 und 11.000 Jahren vor heute

HANNS KERSCHNER*), SUSAN IVY-OCHS**) & CHRISTIAN SCHLÜCHTER***)

*Ostalpen
Spätglazial
Klimageschichte
Gletscher*

Inhalt

Zusammenfassung	165
Abstract	165
1. Einleitung	166
2. Stratigraphische Gliederung und Alter	166
3. Klimageschichtliche Interpretation	166
4. Einige offene Fragen	167
Dank	167
Literatur	167

Zusammenfassung

Die Vergletscherung während des alpinen Spätglazials kann grob in drei Gruppen eingeteilt werden. Nach dem (1) Eiszerfall in den Haupttälern kam es zum Vorstoß des (2) Gschnitzstadiums (ca. 16 ka) und nachfolgenden Vorstößen (Clavadel/Senders, Daun), die spätestens mit dem Beginn des Bölling-Interstadials endeten. In der Jüngeren Dryas erfolgte die Serie der (3) Egesenvorstöße. Der Übergang zum Holozän wird durch den Kartellvorstoß (Präboreal-Oszillation) markiert. Für das Gschnitzstadium, das Egesenstadium und den Kartellvorstoß liegen entsprechende ¹⁰Be-Daten vor. Die klimatischen Verhältnisse können aus Gletscher- und Waldgrenzdaten eingegrenzt werden. Im älteren Spätglazial waren sie allgemein sehr kalt und wesentlich trockener als heute. Für den Gschnitzgletscher war der Jahresniederschlag etwa auf ein Drittel bis ein Viertel von heute reduziert, die Sommertemperatur war etwa 10°C niedriger. Die Jüngere Dryas war durch kühl-feuchte Bedingungen am Alpennordsaum und kühl-trockene Verhältnisse im Alpeninneren gekennzeichnet. Während des Kartell-Vorstoßes dürfte es nur mehr wenig kühler als um 1850 und etwa ähnlich feucht gewesen sein.

Development of Glaciers and Climate in the Eastern Alps between 16 ka and 11 ka

Abstract

The glacier advances during the "Alpine Lateglacial" can be classified into three main groups. After the (1) phase of the "Lateglacial Ice Decay" glaciers advanced during the (2) Gschnitz Stadial before 16 ka. Subsequent smaller advances (Clavadel/Senders) were brought to an end with the start of the Bölling Interstadial. The multiple glacier advances of the (3) Egesen Stadial mark the Younger Dryas cold phase. Finally, the Kartell Stadial (Preboreal Oscillation) occurred during the transition from the Younger Dryas to the Holocene. The Gschnitz Stadial, the Egesen Stadial and the Kartell advance are dated with ¹⁰Be. Climate during the older phases of the Lateglacial was generally very cold and much drier than today. During the Gschnitz Stadial, annual precipitation sums were reduced to about 1/3 to 1/4 of present day values, summer temperatures were about 10°C lower than today. The Younger Dryas brought cool-humid conditions along the northern fringe of the Alps and cool-dry conditions in the interior. During the Kartell Stadial, the climate should have been only slightly cooler than during the Little Ice Age and about as humid as today.

*) HANNS KERSCHNER, Universität Innsbruck, Institut für Geographie, A 6020 Innsbruck.
Hanns.Kerschner@uibk.ac.at.

**) SUSAN IVY-OCHS, ETH-Hönggerberg, Institut für Teilchenphysik, CH 8093 Zürich und Universität Zürich-Irchel, Geographisches Institut, CH 8057 Zürich.

***) CHRISTIAN SCHLÜCHTER, Geologisches Institut, Universität Bern, CH 3012 Bern.

1. Einleitung

Gletscher sind potentiell gut interpretierbare Klimazeugen, da es sich dabei um physikalisch relativ einfache Phänomene handelt. Glaziologische Befunde lassen sich daher oft einfacher in klimatische Daten, die mit herkömmlichen „Klimadaten“ vergleichbar sind, umsetzen als viele biologische Proxies. Zudem sind Gletscher zumindest für das ältere Spätglazial die einzige quantitativ und qualitativ auswertbare Quelle. Die klimageschichtliche Interpretation der Gletscherbefunde und ihre Einbettung in das Klimageschehen im nordatlantisch-europäischen Sektor erfordert eine gute zeitliche Eingrenzung der einzelnen Gletschervorstöße. Diese ist durch die Oberflächenexpositionsdatierung mit kosmogenen Radionukliden wesentlich verbessert worden, auch wenn dadurch noch keineswegs alle Fragen des zeitlichen Ablaufs befriedigend geklärt werden konnten (vgl. IVY-OCHS et al., 2006b).

Alle angegebenen Alter sind „Kalenderjahre“ vor 1950, die Schneegrenzdepressionen beziehen sich auf den Gletscherhochstand von 1850.

2. Stratigraphische Gliederung und Alter

Das hier verwendete stratigraphische Schema orientiert sich an den Verhältnissen im Inngletschergebiet und ist eine zeitgemäße Adaptation des „klassischen“ Schemas der „Alpen im Eiszeitalter“. Andere Gliederungen in weiter entfernten oder klimatisch und topographisch verschiedenen Gebieten, wie z.B. die ungemein detaillierte Gliederung von SCHOENEICH (1998) in den Préalpes der Westschweiz oder die nordalpinen Abfolgen in Westösterreich (KERSCHNER, unpubl.) können damit – hoffentlich – in Zukunft korreliert werden, wenn absolute Datierungen an Schlüsselpositionen möglich sind.

Nach dem Hochglazial, dessen Moränen wahrscheinlich schon vor mehr als 20.000 Jahren stabilisiert wurden (IVY-OCHS et al., 2004), folgte in den Ostalpen ein rascher, großflächiger Eisabbau mit lokalen Vorstößen, die teilweise eismechanisch erklärbar sind. Diese Phase des frühen spätglazialen Eiszerfalls (REITNER, 2005, 2007) ist vermutlich um 19.000 herum zentriert (KLASEN et al., 2007). Das Datum von Rödschitz (18.020–19100 cal BP) im oberen Abschnitt des Traungletschersystems ist ein Mindestalter für sein Ende (VAN HUSEN, 1977). Aus dieser Zeit sind in den östlichen Ostalpen weitgespannte Systeme von Eisrandablagerungen enthalten, in den Westalpen mit ihren wesentlich größeren Gipfelhöhen und steileren Gletschergeometrien könnten die Verhältnisse etwas anders und vielfältiger gewesen sein (SCHOENEICH, 1998; COUTTERAND & NICLOUD, 2005).

Das erste besser erfassbare Stadium ist durch die Endmoräne von Trins im Gschnitztal (Gschnitzstadium) bestimmt. Sie wurde vor etwa 16.000 Jahren stabilisiert (IVY-OCHS et al., 2006a). Dieser Zeitraum ist auch durch einige ¹⁴C-Mindestalter abgesichert. Die Größe der Moräne legt nahe, dass der Gletscher mindestens einige Jahrzehnte mehr oder weniger stationär verharrte. Die Schneegrenze des Gschnitzgletschers lag etwa 700 m tiefer als um 1850. Die Ursache für den Gletschervorstoß kann im „Heinrich-1 ice rafting event“ im Nordatlantik und der dadurch ausgelösten Klimaverschlechterung gesehen werden, dessen Beginn um etwa 17.500 cal. BP angenommen werden kann.

Während das Gschnitzstadium bei kleineren und mittelgroßen Gletschern gut kartierbar ist, ist die Ausdehnung größerer Gletschersysteme, wie z.B. des Inngletschers, Rhonegletschers oder Aaregletschers praktisch unbekannt. Die Moränensysteme sind offenbar nicht erhalten, erodiert oder in den heutigen Talfüllungen verborgen. Auch

die Möglichkeit von kalbenden Gletscherenden in inneralpinen Seesystemen (vgl. POSCHER, 1993) kann nicht ausgeschlossen werden.

Durch das relativ hohe Alter der Trinser Moräne bleibt bis zum Beginn des spätglazialen Interstadials ein Zeitraum von gut 1000 Jahren, in dem das Clavadel/Sendersstadial und das Daunstadial stattgefunden haben muss. Neue Daten vom Malojapass (MAISCH in IVY-OCHS et al., im Druck; STUDER, 2005) zeigen, dass große Teile des Oberengadins bereits vor ca. 16.000 Jahren eisfrei waren, und geben damit auch ein Mindestalter für das Clavadelstadial.

Die Jüngere Dryas (ca. 12.700 bis 11.500 Jahre) führte zu einer Serie von Gletschervorstößen, die als Egesenstadium zusammengefasst werden. Es lässt sich in den meisten Gebieten in drei Moränengruppen gliedern. Am Julierpass und im Ferwall wurden die Endmoränen des Maximalvorstoßes vor 12.300–12.200 Jahren stabilisiert. Die Daten für die zweite Phase von Gletschervorstößen in dieser Zeit liegen bei etwa 11.800 Jahren, für die dritte Phase liegen noch keine eindeutigen Ergebnisse vor (IVY-OCHS et al., 2006b). In die Zeit nach dem Maximalvorstoß fällt eine Phase großzügiger Blockgletscherentwicklung, wobei die Blockgletscher teilweise Gebiete einnahmen, die nach dem Maximalvorstoß eisfrei wurden. Sie zeigen, dass die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts damals mindestens 500–600 m tiefer lag als heute. Diese Blockgletscher stabilisierten sich erst nach dem Ende der Jüngeren Dryas vor etwa 11.000 bis 10.500 Jahren (IVY-OCHS et al., 1998, 2006b). Die Schneegrenzdepression des Maximalvorstoßes lag in den inneralpinen Tälern bei etwa 200 m, in den randalpinen Bereichen im Norden beträgt sie mehr als 300 m mit Extremwerten bis 400 m. Ihr Verlauf und ihre räumliche Änderung ist sehr stark durch die Topographie gesteuert.

Ein letzter Gletschervorstoß, der einerseits deutlich größer als die neuzeitlichen Hochstände, aber andererseits deutlich kleiner als das innerste Moränensystem des Egesenstadiums war, wird nach einer Lokalität im Ferwall als „Kartellstand“ bezeichnet (Schneegrenzdepression 120 m). Die Datierung ergab ein Mittel für die Moränenstabilisierung von 10.800 Jahren (IVY-OCHS et al., 2006b). Damit kommt für diesen Stand, dessen Moränen gelegentlich auch noch blockgletscherartige Entwicklung zeigen, am ehesten die Präboreale Oszillation in Frage.

3. Klimageschichtliche Interpretation

Der hauptsächliche Parameter für die klimageschichtliche Interpretation ist die Schneegrenze der Gletscher. Sie wird als zeitliches Mittel der Höhe der Gleichgewichtslinie definiert. Damit kann ihre Schwankung analytisch mit der disturierten Energie- und Massenbilanzgleichung (KUHN, 1989) interpretiert werden. Parametrisierungen werden als statistische Beziehungen zwischen Niederschlag und Sommertemperatur an der Schneegrenze (N,Ts-Modelle) formuliert (vgl. Zusammenfassung in KERSCHNER & IVY-OCHS [2007]), die allerdings nur unter exakt formulierten Randbedingungen verlässliche Ergebnisse liefern (vgl. AHLMANN, 1924). Beide Ansätze erfordern, dass entweder die Änderungen von Akkumulation/Jahresniederschlag oder der Sommertemperatur bekannt sind.

Die Gletscher des älteren Spätglazials weisen relativ flache Zungen mit niedrigen Schubspannungen auf, was auf schlechte Ernährungsbedingungen mit niedrigen Sommertemperaturen und niedrigem Massenumsatz hinweist. Im Gschnitztal konnte der Eisdurchfluss durch ausgewählte Querprofile mit einem einfachen Fließmodell rekonstruiert werden. Daraus ergeben sich Ablationsgradienten entlang der Gletscherzunge, womit sich unter der Annahme von ausgeglichener Massenhaushalt die Akkumulations- und Niederschlagsverhältnisse abschätzen lassen. Bei einer

Schneegrenzdepression von rund 700 m liegen die modellierten Ablationsgradienten in einem Bereich, der für heutige Gletscher der Arktis (z.B. White Glacier, Axel Heiberg Island, Canada) typisch ist. Die entsprechenden Jahresniederschlagssummen lagen im Bereich von 750 bis 500 mm, was etwa einem Drittel bis einem Viertel der heutigen Niederschläge in diesem Gebiet entspricht. Die Sommertemperaturen lassen sich mit einem Gletscher-Klima-Modell abschätzen, sie waren rund 10 Grad niedriger als heute. Außerdem muss die Ablationsperiode wesentlich kürzer gewesen sein. Zieht man weitere mögliche Gschnitzstadiale Gletscher für eine Interpretation heran, so ergeben sich Hinweise darauf, dass damals wie im Hochglazial (FLORINETH & SCHLÜCHTER, 2000) der Mittelmeerraum die hauptsächlichste Feuchtigkeitsquelle war (KERSCHNER & IVY-OCHS, 2007).

Für das Egesenstadium kann man zusätzlich die Waldgrenze heranziehen, die ein hervorragender Indikator für die Sommertemperatur in einem Zeitraum von etwa 100 Tagen ist (KÖRNER, 2007). Da die Waldgrenzdepression nur ungefähr bekannt ist, kann man mit (N,Ts)-Modellen Szenarien für die Niederschlagsänderung berechnen und damit die Grenzen ausloten, innerhalb derer sich die Verhältnisse bewegt haben müssen. Der Mittelungszeitraum liegt dabei im Bereich von etwa 100–300 Jahren; sehr kurzfristige Änderungen, die aber für kleine Gletscher sehr wohl bedeutend sein können, werden damit nicht erfasst. Bei einer Waldgrenzdepression von 500 m gegen heute (zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts) und damit einer Sommertemperaturdepression von $-3,5^{\circ}\text{C}$ ergibt sich das Bild eines feuchten Alpennordsaums und eines gegenüber heute deutlich trockeneren Alpeninneren. Bei einer Waldgrenzdepression von 700 m, die einer Sommertemperaturdepression von 5°C entspricht, ist die Grenze des Möglichen erreicht (KERSCHNER et al., 2000, 2007). Das Verbreitungsmuster der damaligen Niederschläge bleibt auf einem niedrigeren Niveau ungefähr gleich wie im ersten Szenario, aber die Sommertemperaturen an der Schneegrenze der Gletscher im trockenen Alpeninneren werden so niedrig, dass man überwiegend „kalte“ (subpolare) Gletscher erwarten müsste. Dem widerspricht aber der glaziologische Befund (MAISCH & HAEBERLI, 1982). In jedem Fall zeigen die räumlichen Muster der Schneegrenzdepression und der Niederschlagsänderung, dass diejenigen Gebiete besonders hohe Niederschläge erhalten haben müssen, in denen feuchte Luft in niedrigen, nach NW offenen Tälern herangeführt werden kann. Ein gutes Beispiel dafür ist der österreichische Teil der Silvrettagruppe (HERTL, 2001). Eine vorsichtige Gliederung nach Jahreszeiten deutet darauf hin, dass die Reduktion der Jahresniederschläge hauptsächlich durch wesentlich niedrigere Winterniederschläge verursacht wurde.

Für die späteren Abschnitte des Egesenstadiums weist der deutliche Gletscherrückgang und die Entwicklung großer Blockgletschersysteme auf trockenere Verhältnisse gegenüber dem Beginn der Jüngeren Dryas (SAILER & KERSCHNER, 1999) hin. Die Depression der Jahrestemperatur war vermutlich größer als die der Sommertemperatur. Auch für das Kartellstadium lassen sich noch keine detaillierteren Angaben machen. Geht man davon aus, dass die Präboreale Oszillation zum ersten Mal nach dem Ende der Jüngeren Dryas wieder feuchtere Verhältnisse brachte (MAGNY et al., 2007), so würde man in der Ferwallgruppe mit einer Sommertemperaturdepression von etwa $1,5\text{--}2^{\circ}\text{C}$ gegen „heute“ das Auslangen finden.

4. Einige offene Fragen

Die Ausdehnung der egesenzeitlichen Vergletscherung ist zwar entlang der zentralen Alpenachse zwischen Brennerpass und Mont Blanc gut bekannt, aber es fehlen

Befunde von den außerhalb gelegenen Gebieten. In den Nordalpen gibt es nur im Karwendel eine flächendeckende Kartierung (KERSCHNER, unpubl.), östlich und westlich davon sind nur kleinere Räume erfasst. Auch südlich des Alpenhauptkammes und in den Westalpen sind die Lücken größer als die Kenntnisse. Besonderes Augenmerk verdienen Gebiete mit kleinen Gletschern, die auf Klimaschwankungen rasch reagieren. Da in der jüngeren Vergangenheit bei der Korrelation von Gletscherständen mit dem Egesenstadium vielleicht ein zu hohes Gewicht auf die Schneegrenzdepression gelegt wurde, müsste einigen Feldbefunden aus der Literatur und aus eigenen Kartierungen noch einmal nachgegangen werden.

Auch der Übergang von der Jüngeren Dryas zur neuzeitlichen Ausdehnung im Präboreal ist noch viel zu wenig bekannt. Das betrifft vor allem die Gletscherstände, die traditionell als „Kromer/Kartell“ zusammengefasst wurden. Nach den Datierungen im Ferwall würde man für sie ein Alter von etwa 11.000 Jahren erwarten, während die Moränen im Kromertal (Silvretta) auf den „8.2 ky-event“ hindeuten (KERSCHNER et al., 2006). Hier besteht Bedarf nach weiteren Datierungen, nicht nur im engeren Umkreis der Kromer-Moränen, sondern auch räumlich breit gestreut.

Im älteren Spätglazial ist die Verbreitung des Gschnitzstadiums nach wie vor ein offenes Thema. Je nach dem, ob ein Gebiet noch beträchtlich vergletschert oder bereits weitgehend eisfrei war, können mit einer Schneegrenzdepression von etwa 700 m gegen 1850 sehr unterschiedlich große Gletscher entstehen. Zudem ist unklar, ob die im Egesenstadium zu beobachtende räumliche Variation der Schneegrenzdepression auch während des Gschnitzstadiums bestand. Aus klimatologischer Sicht ist eine großräumig konstante Schneegrenzdepression jedenfalls eher unwahrscheinlich. Auch das Schließen der Datierungslücken zwischen „Gschnitz“ und dem Beginn des Bölling-Interstadials verdient Aufmerksamkeit. Dieser Zeitraum von gut 1000 Jahren ist derzeit noch praktisch unbekannt.

Im paläoklimatischen Bereich könnten Modellierungen von Gletschern einerseits neue Erkenntnisse bringen, andererseits zur Überprüfung bestehender Aussagen herangezogen werden. Besonders interessant könnte dabei eine glazialmeteorologische Modellierung von Massenbilanzgradienten sein (KASER, 2001). Auch Gradtagmodelle (HUGHES & BRAITHWAITE, 2008) könnten weitere interessante Hinweise über die klimatischen Verhältnisse liefern.

Schließlich sollte auch das Problem der Typlokalitäten wieder aufgenommen werden, die zuletzt vor 40 Jahren beschrieben wurden (MAYR & HEUBERGER, 1968). Dabei sollte auch die Stadialgliederung und die Definition der Stadiale soweit überdacht werden, dass eine möglichst hohe Übereinstimmung mit der Klimaentwicklung im nordatlantisch-europäischen Sektor gegeben ist, wie sie vor allem in den grönländischen Eisbohrkernen dokumentiert wird. Dazu muss allerdings in erster Linie die absolute Datierungsbasis noch wesentlich erweitert werden.

Dank

Teile dieser Arbeiten wurden durch die FWF-Projekte 12600-GEO und 15108-N06 wesentlich gefördert.

Literatur

- AHLMANN, H.W.: Le niveau de glaciation comme fonction de l'accumulation d'humidité sous forme solide. – *Geografiska Annaler*, **6**, 221–272, 1924.
- COUTTERAND, S. & NICOU, G.: Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de Cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). – *Quaternaire*, **16**, 85–94, 2005.

- HERTL, A.: Untersuchungen zur spätglazialen Gletscher- und Klimageschichte der österreichischen Silvretta-Gruppe. – Dissertation Univ. Innsbruck, 313 S., 2001.
- HUGHES, PH. & BRAITHWAITE, R.: Application of a degree-day model to reconstruct Pleistocene glacial climates. – *Quaternary Research*, **69**, 110–116, 2008.
- IVY-OCHS, S., SCHÄFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.A. & SCHLÜCHTER, Ch.: The timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). – *Ecolae geologicae Helvetiae*, **97**, 47–55.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, Ch.: Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – *Journal of Quaternary Science*, **21**(2), 115–130, 2006a.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., MAISCH, M., SAILER, R., SCHAEFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.A. & SCHLÜCHTER, Ch.: The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . – *Geological Society of America Special Paper*, **415**, 43–60, 2006b.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, Ch.: Chronology of the last glacial cycle in the Northern European Alps. – *Journal of Quaternary Science*, im Druck.
- KASER, G.: Glacier-climate interaction at low latitudes. – *Journal of Glaciology*, **47**, 195–204, 2001.
- KERSCHNER, H.: Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. – *Innsbrucker Geographische Studien*, **20**, 47–55, 1993.
- KERSCHNER, H., KASER, G. & SAILER, R.: Alpine Younger Dryas glaciers as paleo-precipitation gauges. – *Annals of Glaciology*, **31**, 80–84, 2000.
- KERSCHNER, H. & IVY-OCHS, S.: Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. – *Global and Planetary Change*, **60**(1–2), 58–71, 2007.
- KLASEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER, F., REITNER, J.M. & RADTKE, U.: Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – *Quaternary International*, **164/165**, 21–32, 2007.
- KÖRNER, Ch.: Climatic treelines: Conventions, global patterns, causes. – *Erdkunde*, **61**, 316–324, 2007.
- KUHN, M.: The response of the equilibrium line altitude to climatic fluctuations: theory and observations. – In: OERLEMANS, J. (ed.): *Glacier Fluctuations and Climatic Change*, 407–417, Dordrecht (Kluwer) 1989.
- MAGNY, M., VANNIÈRE, B., DE BEAULIEU, J.-L., BÉGEOT, C., HEIRI, O., MILLET, L., PEYRON, O. & WALTER-SIMMONET, A.-V.: Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. – *Quaternary Science Reviews*, **26**, 1951–1964, 2007.
- MAYR, F. & HEUBERGER, H.: Type areas of Late Glacial and Post Glacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. – In: G.M. RICHMOND (ed.): *Glaciation of the Alps*, University of Colorado Studies, Series in Earth Sciences, **7**, 143–165, 1968.
- POSCHER, G.: Neuergebnisse der Quartärforschung in Tirol. – In: *Geologie des Oberinntaler Raumes – Schwerpunkt Blatt 144 Landeck*, Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1993, Wien, Geol. B.-A., 7–27, 1993.
- REITNER, J.: Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – Dissertation, Univ. Wien, 2005.
- REITNER, J.: Glacial dynamics at the beginning of Termination 1 in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, **164/165**, 64–84, 2007.
- SAILER, R. & KERSCHNER, H.: Equilibrium Line Altitudes and Rock Glaciers in the Ferwall-Group (Western Tyrol, Austria) during the Younger Dryas Cooling Event. – *Annals of Glaciology*, **28**, 141–145, 1999.
- SCHOENEICH, Ph.: *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Étivaz (Préalpes vaudoises)*. – Institut de géographie – Travaux et recherches, **14**, 493 S., Lausanne, 1998.
- STUDER, M.: Gletschergeschichtliche Untersuchungen und geomorphologische Kartierung im Raum Maloja – Val Forno. Ein Beitrag zur regionalen Landschaftsgeschichte. – Diplomarbeit Geographisches Institut der Universität Zürich, 114 S., 2005.
- VAN HUSEN, D.: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal (mit quartärgeologischer Karte). – *Jahrb. Geol. B.-A.*, **120**, 1–130, 1977.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 9. Juni 2008