



Andreas Hertl, M.A., kam 1998 als EU-Stipendiat aus Düsseldorf. Er stürzte sich im Rahmen seiner Dissertation bei A.Univ.-Prof. Hanns Kerschner mit Elan auf die Moränen der Silvretta-gruppe, zu denen er heute ein persönliches Nahverhältnis hat.

Untersuchungen zur spätglazialen und frühholozänen Gletscher- und Klimageschichte in der österreichischen Silvretta-gruppe

von Andreas Hertl und Hanns Kerschner¹

Das Spätglazial (ca. 18.000 - 11.500 cal. BP) umfaßt den letzten Abschnitt der ausgehenden Würm-Eiszeit. Der Eisabbau wurde in diesem Zeitabschnitt von mehreren Gletschervorstößen („Stadien“, „Stadiale“) unterbrochen. Zeugen dieser Gletschervorstößphasen bilden die in zahlreichen Tälern der Alpen kartierbaren spätglazialen Moränen. Sie zeichnen durch ihre Lage im Raum die Ausmaße der Eisströme während der klimatisch bedingten gletschergünstigen Phasen nach. In neuerer Zeit konnten die von den grönländischen Eisbohrkernen (GRIP und GISP2) bekannten und zeitmäßig gut festgelegten Schwankungen der Sauerstoffisotopenverhältnisse mit den entsprechenden Schwankungen im Umkreis der Alpen verknüpft werden (Schwander et al. 2000), wodurch eine deutliche Verbesserung der zeitlichen Vorstellungen erzielt werden kann (Grönland-Stadiale - GS - und Grönland-Interstadiale - GI; Björck et al. 1998). Darüber hinaus findet sich sowohl im Voralpenraum als auch innerhalb der Alpen in verschiedenen terrestrischen und limnischen Archiven eine Vielzahl von qualitativ und quantitativ interpretierbaren Hinweisen auf die spätglazialen Klimaverhältnisse.

Alpine Gletscher reagieren mit einem geringen Zeitversatz in der Größenordnung von einigen Jahren bis Jahrzehnten auf Klimaänderungen, indem sie ihre Geometrie den geänderten Klimaverhältnissen anpassen. Daher stellen sie ideale Untersuchungsobjekte dar, um die Klimageschichte der gletschergünstigen Zeitabschnitte mit einer relativ hohen Auflösung zu rekonstruieren und zu quantifizieren und mit den klimageschichtlichen Ergebnissen anderer Disziplinen in Beziehung zu setzen.

¹ Zwischenbericht des EU-TMR-Projektes ENV4-CT98-5105 (DG12/ASAL)

Bereits seit mehr als 100 Jahren wird die Gletschergeschichte des Spätglazials im Alpenraum untersucht. Eine erste stratigraphische Einordnung der Moränenablagerungen erfolgte durch Penck und Brückner (1901/09) im Einzugsgebiet des Inn. In der Folge weitete sich die Forschung räumlich über die unmittelbar angrenzenden Regionen auf den gesamten Alpenraum aus. Der gegenwärtige Stand der Forschung zeigt, dass der wärmere Zeitabschnitt des Bølling-Allerød-Interstadials (GI-1) eine Gruppe älterer Spätglazialstände (Älteste Dryas / GS-2: Bühl bis Daun) von den Glazialablagerungen der Jüngeren Dryas (GS-1: 12.550 - 11.500 cal. BP; Egesen-Stände) trennt. Der Kromer-/Kartell-Stand, dessen Gletscher deutlich größer als die des Standes um 1850 AD waren, ist vermutlich in das frühe Präboreal zu stellen (Präboreale Oszillation ?). Im einzelnen wird heute die folgende Gliederung der Vorstoßperioden verwendet (Heuberger 1966, Mayr & Heuberger 1968, Maisch 1982, Ivy-Ochs et al. 1996):

Älteste Dryas / GS-2: **BÜHL - STEINACH - GSCHNITZ - CLAVADEL / SENDERS - DAUN**

Bølling - Allerød - Interstadial / GI-1

Jüngere Dryas / GS-1: **EGESEN**

Frühes Präboreal (PBO ?): **KROMER/KARTELL**

Die bisherigen Ergebnisse glazialmorphologischer Arbeiten im zentralen Alpenraum belegen die Anwendbarkeit dieser Stadiabfolge in sämtlichen bisher bearbeiteten Gebieten zwischen dem Mont Blanc-Massiv und den Hohen Tauern. Die Korrelation von Moränen benachbarter Regionen ist inneralpin über eine Strecke von mehreren 100 km Länge in west-östlicher Richtung möglich. Aus dem Nordalpenraum liegen dagegen nur einige wenige, kleinräumige Untersuchungen vor: Diese beschränken sich auf das Traungebiet, das Wettersteinmassiv, das Karwendel und das Waadtland (van Husen 1977, Hirtreiter 1992, Kerschner 1993, Schoeneich 1998). Aufgrund der geringen Untersuchungsichte und den vom Zentralalpenbereich teils stark abweichenden Ergebnissen ist die Korrelation spätglazialer Moränen des Alpennordrandes mit den nur rund 30 bis 40 km südlich gelegenen des Zentralalpenraumes mitunter äußerst problematisch oder bisher gar unmöglich.

Die österreichische Silvrettagruppe wurde als Untersuchungsgebiet gewählt, weil sie auf Grund ihrer nach Nordwesten vorgeschobenen Lage Teil des Übergangsbereichs vom Zentralalpenraum zu den Nordalpen ist. Neben der glazialmorphologischen Bestandsaufnahme und der Überprüfung und eventuellen Verfeinerung der Spätglazialchronologie wurden auch Aspekte der Klimageschichte des Spätglazials und des frühen Holozäns diskutiert. Dabei lag das Hauptgewicht auf der Erstellung räumlicher Muster der Schneegrenzdepressionswerte verschiedener spätglazialer Stadien und, damit verbunden, auf einer Ableitung der egesen-zeitlichen Niederschlagswerte in Bezug auf die heutigen Verhältnisse. Die erzielten Ergebnisse sollen somit die Verknüpfung der glazialmorphologischen und paläoklimatologischen Ergebnisse des Zentralalpenraumes mit jenen des Nordalpenraumes ermöglichen.

Die österreichische Silvrettagruppe liegt im Grenzbereich Tirol / Vorarlberg und umfasst eine Fläche von rund 400 km². Die nördliche Begrenzung des Untersuchungs-

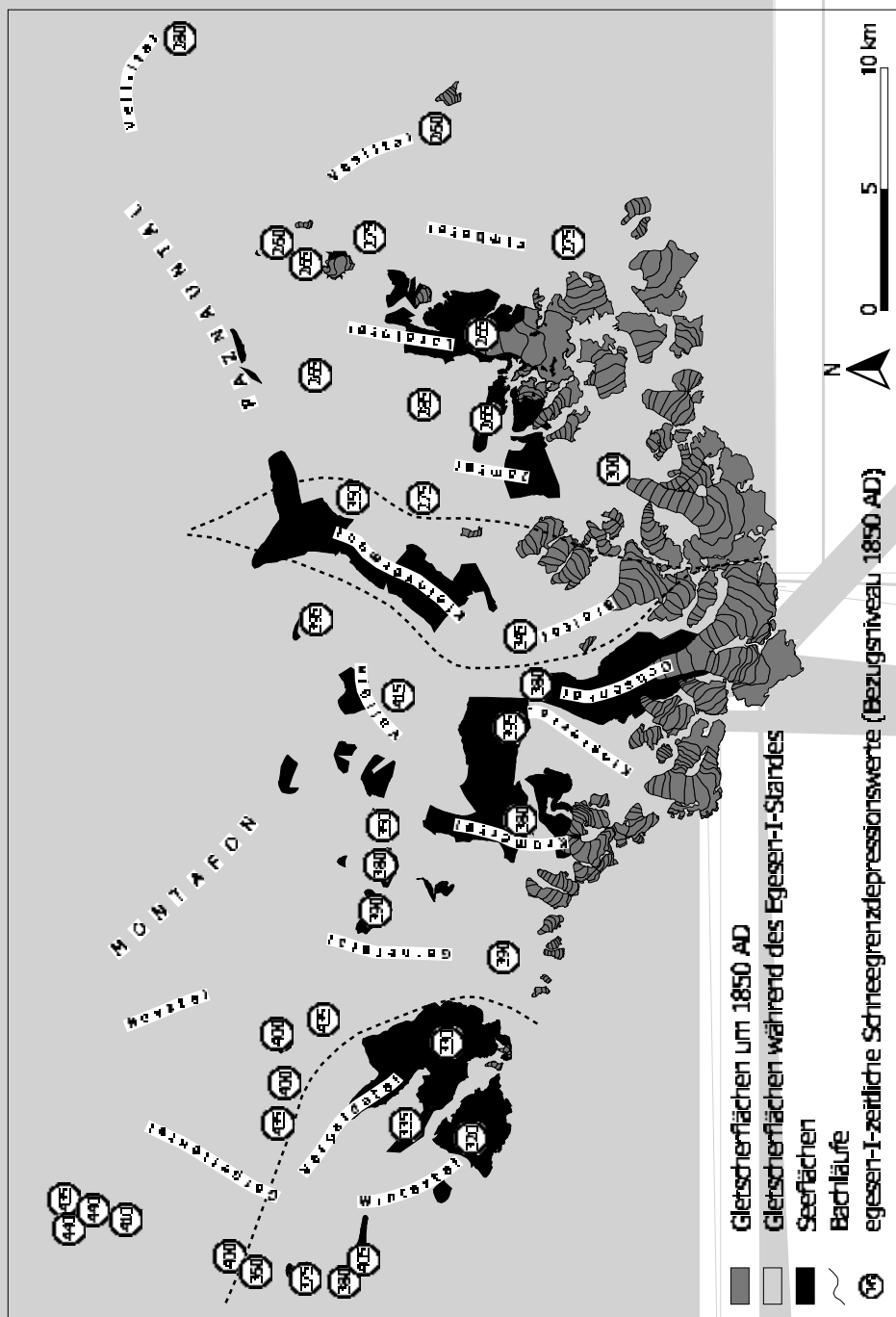


Abb. 1: Egesen-I-zeitliche Schneegrenzdepressionswerte, österreichische Silvrettagruppe.

gebietes ist durch das Montafon und das Paznauntal gegeben (Abb. 1). Im Süden stellt der Silvrettahauptkamm die Grenze zur Schweiz dar. Westlich des Arbeitsgebietes schließt das Rätikon, östlich die Samnaungruppe an. Im Bereich des zentralen Untersuchungsgebietes verläuft die Grenze zwischen Tirol und Vorarlberg in nord-südlicher Richtung im wesentlichen entlang der europäischen Wasserscheide. Abgesehen von den Fluchthörnern (3399m), die wenig nördlich des Silvrettahauptkammes liegen, erreicht die Gebirgsgruppe ihre maximalen Höhen entlang des zentralen österreichisch-schweizerischen Grenzkammes. Die rezente Vergletscherung wie auch die Vergletscherung des Standes um 1850 AD zeichnet die Höhererstreckung des Arbeitsgebietes deutlich nach (Abb. 1 und 2). Ausgedehnte Gletscherflächen liegen vor allem im zentralen Bereich entlang des Silvrettahauptkammes, während sie nach Westen und Osten hin rasch abnehmen. Die Schneegrenzhöhen der Gletscher des Standes um 1850 AD, anhand derer das Bezugsniveau (Gross et al. 1978) für die Berechnung der Schneegrenzdepressionen spätglazialer Stände ermittelt wird, steigen im Bereich des Arbeitsgebietes von Westen (interpoliert zu 2600 m) nach Osten (2770 m) kontinuierlich an.

In einem ersten Schritt wurden die glazialen und periglazialen Akkumulationsformen durch die Analyse topographischer und geologischer Karten sowie durch die flächendeckende Auswertung vorhandener Luftbilder und Stereo-Orthophotos möglichst vollständig kartiert. Die ausgewiesenen Formen wurden daraufhin in den Sommermonaten der Jahre 1999 und 2000 im Zuge intensiver Geländebegehungen mikromorphologisch und höhenmäßig erfasst und überprüft und deren räumliche Lage im Maßstab 1 : 10.000 festgehalten. Anhand der hieraus gewonnenen Informationen konnte eine erste Morphostratigraphie der glazialen Ablagerungsformen des gesamten Arbeitsgebietes erstellt werden.

Parallel zu den morphologischen Feldaufnahmen wurden an ausgewählten Stellen der Typlokalität des Kromer-Standes im Kromertal unterhalb der Saarbrückner Hütte Quarzproben entnommen. Sie werden am Institut für Teilchenphysik der ETH Zürich mittels der Oberflächenexpositions-methode mit den kosmogenen Radionukliden ^{10}Be , ^{26}Al und ^{36}Cl absolut datiert. Die für den Sommer 2001 erwarteten Ergebnisse versprechen einen weiteren Schritt zur absoluten zeitlichen Datierung des Kromer-Standes.

Basierend auf den Ergebnissen der Kartierung wurden unter Beachtung theoretisch ermittelter Gletscherparameter (Nye 1952, 1965) insgesamt 185 Gletscheroberflächen spätglazialer und frühholozäner Stände rekonstruiert und digitalisiert. Mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems (GIS) (ArcView) erfolgte die Berechnung der Schneegrenzlagen unter Anwendung der 2:1-Flächenteilungsmethode (Gross et al. 1978). Die Differenz zwischen den Schneegrenzhöhen spätglazialer und frühholozäner Gletscherstände einerseits und dem Bezugsniveau andererseits stellt den jeweiligen Schneegrenzdepressionswert dar. Diese sind die Basis für die Analyse der früheren Niederschlagsverhältnisse im Arbeitsgebiet, wofür das Gletscher-Klima-Modell nach Ohmura et al. (1992) benutzt wurde.

Im Bereich der österreichischen Silvretta können Moränen der Stände Clavadel/Senders bis Kromer nachgewiesen werden. Ablagerungen des Gschnitz-Standes fehlen völlig. Die Gletscherzungen dieses Standes lagen vermutlich außerhalb des Arbeitsgebietes bei Landeck im Osten und im Bereich Schruns/Tschagguns (Keller 1988) im Westen.

Clavadel-zeitliche Moränen wurden in den westlichen und östlichen Randbereichen des Arbeitsgebietes auskartiert. Neben einer mächtigen Feinsedimentablagerung im mittleren Talabschnitt des Gargellentales finden sich teils endmoränennahe Ufermoränenreste in mehreren seiner Seitentälern. Die Schneegrenzdepressionswerte dieser Gletscher liegen im Schnitt bei 555 m. Sie sind damit bedeutend höher als diejenigen im Fimbatal (380 m) am östlichen Rand des Arbeitsgebietes.

Daun-zeitliche Glazialablagerungen konnten ebenfalls im Gargellental und dessen Seitentälern sowie im Fimbatal ausgewiesen werden. Sie unterscheiden sich von den meist nur wenige 100 Meter talauf gelegenen egesen-zeitlichen Moränen durch eine bedeutende solifluidale Überprägung. Ob im zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes daun-zeitliche Moränen vollständig erodiert wurden oder ob sie durch egesen-zeitliche Gletscher überfahren und aufgearbeitet wurden, bleibt unklar. Die durchschnittlichen Schneegrenzdepressionswerte im westlichen Bereich liegen mit 465 m erneut bedeutend über jenen des Fimbatales mit 305 m.

Flächendeckend lassen sich egesen-zeitliche Moränen im gesamten Arbeitsgebiet nachweisen und drei verschiedenen Vorstoßperioden zuordnen.

Während des **maximalen Egesen-Standes** bestand im zentralen Arbeitsgebiet ein dentritisches, etwa 116,6 km² an Fläche umfassendes Eisstromnetz mit Zentrum im Bereich der Bieler Höhe (Abb. 1). In nordöstlicher Richtung erstreckte sich eine Gletscherzunge bis nach Valzur im Paznauntal, worauf eine mächtige, formfrische Moräne in einer Höhe von rund 1525 m hinweist. Moränenreste der nordwestlichen Gletscherzunge Richtung Montafon sind nicht erhalten. Die Rekonstruktion der Gletscheroberfläche des Eisstromnetzes deutet allerdings auf eine Zungenendlage im Raum Partenen in rund 1050 m hin. Unter Berücksichtigung der Größe der Akkumulationsgebiete der einzelnen Zweiggletscher sowie der Eismächtigkeiten und einer qualitativen Abschätzung der Gletscherfließdynamik wurden die Schneegrenzhöhen der jeweiligen Teilströme ermittelt. Diese steigen von Westen (2195 m) nach Osten (2435 m) kontinuierlich an. Charakteristisch für das restliche Arbeitsgebiet waren zahlreiche kleinere Kargletscher. Lediglich im Vergalda-, Garnera- Larain- und Fimbatal hatten sich größere Talgletscher gebildet (Abb. 1).

Die Verteilung der Schneegrenzdepressionswerte gegen „1850“ zeigt, dass sie nach Westen zu deutlich größer werden (Abb. 1). Während sie im Bereich Jam-, Larain- und Fimbatal bei gemittelt rund 270 m liegen, beträgt die Schneegrenzdepression im Bereich des Kleinvermutes und westlich hiervon im Schnitt 405 m. Lediglich im Be-

reich des Winter- und Vergaldatales liegt sie mit 360 m geringfügig niedriger. Im Verhältnis zum südwestlich des Arbeitsgebietes gelegenen Graubünden, für das egesen-I-zeitliche Depressionswerte von 170 bis 240 m ausgewiesen wurden (Maisch 1981), deuten die Werte der österreichischen Silvrettagruppe auf allgemein relativ hohe Niederschläge und auf einen verstärkten, von Westen nach Osten gerichteten Niederschlagsgradienten während der frühen Jüngerer Dryas hin.

Moränen des Egesen-II- und des Egesen-III-Standes wurden ebenfalls im gesamten Arbeitsgebiet auskartiert. Eine doppelphasig ausgebildete endnahe Ufermoräne bei Galtür / Paznauntal sowie mehrere Ufermoränenreste deuten darauf hin, dass während des **Egesen-II-Standes** im zentralen Arbeitsgebiet ein zusammengesetzter Gletscher von annähernd vergleichbarem Ausmaß wie zur Zeit des Egesen-I-Standes ausgebildet war. Moränen im Mündungsbereich des Jamtales zeigen, dass der Jamtal-Gletscher bereits eigenständig war. Im Montafon reichte die nordwestliche Zunge des Eisstromnetzes vermutlich bis rund zwei Kilometer bergwärts Partenen. Weitere egesen-II-äquivalente Moränen in nahezu sämtlichen Tälern des Untersuchungsgebietes erlauben, ausreichend abgesicherte regionale Aussagen bezüglich der Schneegrenzdepressionswerte zu treffen. Ähnlich wie zur Zeit des Maximalstandes lassen sich zwei Wertegruppen feststellen, die im Bereich westliches Kleinvermunt - Ochsental aneinandergrenzen. Im Osten betragen die Schneegrenzdepressionswerte gemittelt 230 m, während sie im Westen rund 100 m größer waren.

Während des **Egesen-III-Standes** bildeten Ochsental- und Klostertal-Gletscher nochmals eine gemeinsame Zunge, die wenig östlich bzw. westlich der Bieler Höhe stirnte. Kargletscher waren charakteristisch für weite Teile der österreichischen Silvretta. Die Schneegrenzdepressionswerte der Gletscher des östlichen Arbeitsgebietes lagen bei 165 m, während sie im Westen noch rund 225 m erreichten.

Für die Zeit der Jüngerer Dryas konnten somit insgesamt drei Gletscherstände nachgewiesen werden. Aufgrund der damaligen Niederschlagsmuster kam es während dieser Stände im Bereich der österreichischen Silvretta jeweils zur Ausbildung eines östlichen und eines westlichen Bereichs mit jeweils relativ ähnlichen Schneegrenzdepressionswerten. Diese lassen sich innerhalb des Arbeitsgebietes anhand einer hohen Datendichte belegen.

Die absoluten Differenzen der Schneegrenzdepressionswerte des östlichen und westlichen Bereiches nehmen im Verlauf der Jüngerer Dryas sukzessive ab, wobei sich die Region des maximalen Gradienten westwärts verlagert. Während des Egesen-II-Standes betrug die Differenz noch 100 m, wohingegen sie zur Zeit des Egesen-III-Standes bei nur noch 60 m lag.

Kromer-zeitliche Moränen konnten in mehreren Tälern des zentralen Arbeitsgebietes nachgewiesen werden. Die Auswertung der rekonstruierten Gletscherflächen deutet auf einen generellen Schneegrenzdepressionswert von knapp 90 m hin.

Die Bildung der im Untersuchungsgebiet auskartierten **Blockgletscher** kann anhand raum-zeitlicher Überlegungen mit dem Egesen-II- und Egesen-III-Stand korreliert werden. Diese zeitliche Stellung impliziert für den Zeitabschnitt der Jüngerer Dryas eine fortschreitende Niederschlagsabnahme, wie sie bereits für die nördlich des Arbeitsgebietes gelegene Verwallgruppe nachgewiesen wurde (Sailer et al. 1999).

Ziel der paläoklimatischen Interpretation im Rahmen des Projektes war die Erfassung und Darstellung der Niederschlagsmuster und die Quantifizierung der Niederschlagsänderungen während der Jüngerer Dryas bezüglich der heutigen Verhältnisse (1931 - 1960) unter Verwendung eines Gletscher-Klima-Modells.

Über der Erniedrigung der egesen-zeitlichen Waldgrenze, deren Wert anhand paläobotanischer Untersuchungen im und nahe des Alpenraumes einigermaßen bekannt ist, kann die benötigte, unabhängige Information der egesen-zeitlichen Sommer-temperaturerniedrigung errechnet werden. Im Rahmen dieser Arbeit wurde dafür ein durchaus diskutierbarer Wert von konstant $-3,5^{\circ}\text{C}$ verwendet (vgl. dazu Lotter et al. 2000). Unter dieser Annahme führt die Eingabe der errechneten Schneegrenzdepressionswerte in das Gletscher-Klima-Modell von Ohmura et al. (1992) zu den im folgenden angeführten Ergebnissen.

Während des Egesen-Maximalstandes waren die Niederschlagssummen im nord-westlichen Bereich (Montafon und Seitentäler) der österreichischen Silvretta rund 15 % höher als heute. Für den südöstlichen Bereich (Paznauntal und Seitentäler) wurde dagegen eine Reduktion der Niederschlagsmengen um etwa 10 % errechnet (Abb. 2). Die Zone des maximalen Niederschlagsgradienten verlief im westlichen Bereich entlang des Silvrettahauptkammes und traversierte das Arbeitsgebiet im zentralen Bereich in etwa Süd-Nord-Richtung. Die räumliche Anordnung der Isolinien ist auch für die folgenden Stadien Egesen-II und Egesen-III ähnlich. Die Region des stärksten Gradienten verschob sich im Laufe der Jüngerer Dryas sukzessive in westlicher Richtung, wobei sich die Niederschlagssummen über die gesamte Fläche reduzierten. Für die Zeit des Egesen-III-Standes ist im östlichen Arbeitsgebiet beispielsweise von einer Abnahme der Niederschlagssummen um rund 30 % gegenüber heutigen Verhältnissen auszugehen.

Die erzielten paläoklimatischen Ergebnisse lassen sich problemlos mit den Erkenntnissen des zentralalpiner, kontinentalen österreichischen und schweizerischen Raumes verknüpfen (Kerschner 1985, Kerschner et al. 2000). Sie zeigen, dass die österreichische Silvretta als unmittelbares Übergangsbereich zwischen kontinentalem Zentralalpenraum und ozeanisch geprägtem Nordalpenbereich auch während der Jüngerer Dryas die Hauptniederschläge bei West- und Nordwestwetterlagen erhielt. Der verstärkte Niederschlagsgradient gegenüber heutigen Verhältnissen ist vermutlich auf eine erhöhte zonale atmosphärische Zirkulation mit stark erhöhten Niederschlagsmengen am Nordalpenrand bei gleichzeitig deutlich niedrigeren Temperaturen zurückzuführen (z.B. Rennsen 1997).

Literatur:

- Björck, S., M. J. C. Walker, L. C. Wynar, S. Johnsen, K.-L. Knudsen, J. J. Lowe, B. Wohlfahrt and INTIMATE Members (1998): An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. - *Journal of Quaternary Science*, 13(4): 283 – 292.
- Gross, G., H. Kerschner & G. Patzelt (1978): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12(2): 223 – 251.
- Heuberger, H. (1966): Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte*, 20: 1 – 126.
- Hirtreiter, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. - *Münchener Geographische Abhandlungen*, B15: 1 – 154.
- Ivy-Ochs, S., Ch. Schlüchter, P. W. Kubik, H.-A. Synal, J. Beer & H. Kerschner (1996): The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ¹⁰Be, ²⁶Al and ³⁶Cl. - *Eclogae Geologicae Helveticae*, 89(3): 1049 – 1063.
- Keller, O. (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). Zürich, Universität Zürich. Geographisches Institut. (*Physische Geographie* 27A: 1 – 241, 27B: 1 – 291).
- Kerschner, H. (1985): Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snowline, timber-line and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 21: 363 – 369.
- Kerschner, H. (1993): Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. - *Innsbrucker Geographische Studien*, 20: 47 – 55.
- Kerschner, H., G. Kaser & R. Sailer (2000): Alpine Younger Dryas glaciers as paleo-precipitation gauges. - *Annals of Glaciology*, 31: 80 – 84.
- Lotter, A.F., H.J.B. Birks, U. Eicher, W. Hofmann, J. Schwander & L. Wick (2000): Younger Dryas and Alleröd summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159(2-4): 349 – 361.
- Maisch, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal. (Kt. Graubünden, Schweiz). Zürich, Universität Zürich. Geographisches Institut. (*Physische Geographie* 3): 1 – 215
- Maisch, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. - *Geographica Helvetica*, 37(2): 93 – 104.
- Mayr, F. & H. Heuberger (1968): Type areas of Lateglacial and Postglacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. - In: Richmond, G.M., [Hsg.]: *Glaciations of the Alps*. Boulder, CO, University of Colorado. INQUA International Congress: 143 – 165. (Series in Earth Sciences 7).
- Nye, J. F. (1952): A comparison between the theoretical and the measured long profile of the Unteraar glacier. - *Journal of Glaciology*, 2(12), 103 – 107.
- Nye, J. F. (1965): The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross-section. - *Journal of Glaciology*, 5(41), 661 – 690.
- Ohmura, A., P. Kasser & M. Funk (1992): Climate at the equilibrium line of glaciers. - *Journal of Glaciology*, 38(130): 397 – 411.
- Penck, A. & E. Brückner (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. 1-3: 1 – 1199. Leipzig (Tauchnitz).
- Renssen, H. (1997): The climate during the Younger Dryas stadial. - *Nederlandse Geografische Studies*, 217: 1 – 183.
- Sailer, R. & H. Kerschner (1999): 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.
- Schoeneich, P. (1998): Le rétraiet glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Étivaz (Préalpes vaudoises). - *Travaux et recherches de l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne*, 14(1,2): 1 – 260, 261 – 483.
- Schwander, J., U. Eicher & B. Ammann (2000): Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159(2-4): 203 – 214.
- van Husen, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal (mit quartärgeologischer Karte). - *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 120: 1 – 130.