

## **Die Moräne von Trins im Gschnitztal**

**H. KERSCHNER, S. IVY-OCHS & Ch. SCHLÜCHTER**

### **Vorbemerkung**

Bei diesem Beitrag handelt es sich um eine gekürzte und an die Bedürfnisse der Exkursionstagung angepasste Version eines gleichnamigen Beitrages, der in den "Innsbrucker Geographischen Studien", Band 33b (2002), erschienen ist. Das teilweise rasche Wachstum von Jungwald macht eine gewisse Verlegung der Aussichtspunkte notwendig.

### **Einleitung**

Nach dem Zusammenbrechen der großen hocheiszeitlichen Tal- und Vorlandgletscher (vgl. VAN HUSEN, 2000) kam es zu einer ganzen Reihe von Gletschervorstößen ("Rückzugsstadien"), die von PENCK & BRÜCKNER (1901, 09) erstmals ausführlich beschrieben und systematisiert wurden. Diese Gliederung bildet die Grundlage für das heute verwendete System der spätglazialen Gletschervorstößphasen (Tab. 1) in den Alpen (MAYR & HEUBERGER, 1968; HEUBERGER, 1966; PATZELT, 1972; MAISCH, 1987; VAN HUSEN, 1997).

Mit Ausnahme des "Egesenstadiums", das der Kaltphase der Jüngerer Dryas (Grönland-Stadial 1 [BJÖRCK et al., 1998]) entspricht (IVY-OCHS et al., 1996), ist das absolute Alter der Stadiale noch verhältnismäßig unklar. Eine ganze Reihe von Radiokarbon-Mindestaltern weist aber darauf hin, dass sie vor dem Beginn des Bølling-Allerød-Interstadials (Grönland-Interstadial 1, 14.700-12.500 cal BP) während des Grönland-Stadials 2 (Älteste Dryas und älter) stattfanden. Damit würden manche der Stadiale des Alpenen Spätglazials nach nordwesteuropäischen Maßstäben in das ausgehende Pleniglazial fallen.

Die Endmoräne von Trins, die bereits PICHLER (1859) verzeichnete, gehört zu den klassischen Stätten der alpinen Spätglazialforschung. Eine erste, ungemein detaillierte, aber schwer lesbare Karte und eine Beschreibung der Moräne stammt von KERNER V. MARILAUN (1890). PENCK & BRÜCKNER (1901, 09) verwendeten die Trinser Moräne als Typlokalität für das "Gschnitz-Stadium", dem sie, allerdings an Hand von Moränen in einem anderen Gebiet, eine Schneegrenzdepression von 600 m gegen "heute" zuschrieben. Arbeiten über die Trinser Moräne stammen unter anderem von PASCHINGER (1952), MAYR & HEUBERGER (1968) und PATZELT & SARNTHEIN (1995). Daneben spielte sie auch in zahlreichen anderen Studien zur Gletscher- und Klimageschichte des Spätglazials eine Rolle, nicht zuletzt, weil die doppelte Definition des Gschnitzstadiums durch die Typlokalität und eine nicht dazu passende Schneegrenzdepression einige Verwirrung erzeugte (vgl. KERSCHNER, 1986). Seit den Arbeiten von MAYR & HEUBERGER (1968) gilt das Moränensystem von Trins wieder als Typlokalität für das Gschnitzstadium; die glaziologischen Parameter und die Überlegungen zu seiner Altersstellung werden davon abgeleitet und darauf bezogen.

STADIAL	CHARAKTERISTIKA	SCHNEEGRENZDEPRESSION GEGEN "1850"
<b>Bühl</b>	Mehrphasiger Vorstoß im Raum Kirchbichl - Kufstein (Typlokalität) nach dem Zerfall des Vorlandgletschers, inneralpines Eisstromnetz noch weitgehend intakt.	ca. in der Größenordnung des würmzeitlichen Maximalstandes (-1200 m ?)
<b>Steinach</b>	Vorstoß größerer Talgletscher, der meist nur geringe Spuren hinterließ, Eisstromnetz weitgehend zerfallen. Typlokalität am Ausgang der Gschnitztales.	ca. -800 m an der Typlokalität
Gschnitz	bedeutender Vorstoß von mehr oder weniger großen Talgletschern, möglicherweise nachfolgende längere Stillstandsphase; teilweise noch größere dendritische Gletscher. Bei sehr großen Gletschern Ende oft unbekannt oder fraglich. Typlokalität Moräne bei Trins.	ca. -650 bis -700 m
<b>Clavadel/Senders</b>	größere Lokalgletscher, aber deutlich kleiner als Gschnitz. "Clavadel" und "Senders" bezeichnen wahrscheinlich das selbe Stadial. Typlokalitäten bei Davos (Clavadel) und im Senderstal (N Stubaier Alpen).	ca. -400 bis -500 m je nach Lage des Gletschers
<b>Daun</b>	mehr oder weniger große Lokalgletscher, kleiner als Clavadel / Senders, aber größer als Egesen. Teilweise von diesem Stadial nur schwer trennbar. Typlokalität im Raum Falbeson - Ranalt (Stubaital).	ca. -400 bis -250 m je nach Lage des Gletschers
<b>Bølling - Allerød - Interstadial, ca. 14.700-12.650 cal BP</b>		
<b>Egesen</b>	Zahlreiche Tal- und Kargletscher mit gut ausgebildeten Moränensystemen, wenigstens dreiphasig, in späteren Phasen Entwicklung von Blockgletschern häufig. Typlokalität am Egesengrat bei der Dresdner Hütte (Stubaital), entspricht wahrscheinlich zur Gänze der Jüngerer Dryas.	-400 bis -180 m für den Maximalstand je nach Lage des Gletschers
<b>Kartell/Kromer</b>	Tal- und Kargletscher, teilweise Entwicklung von Blockgletschern. Kleiner als der kleinste Egesenstand, aber deutlich größer als das holozäne Maximum. Zeitliche Stellung von Kartell wahrscheinlich frühestes Präboreal; Zeitgleichheit von Kartell und Kromer allerdings fraglich. Typlokalitäten im Moostal (Ferwall) und Kromertal (Silvretta).	-120 bis -60 m, je nach Lage des Gletschers

### Postglazial

Tab. 1: Gliederung der spätglazialen Gletschervorstöße im Inngletschergebiet.  
 Quellen: MAYR & HEUBERGER (1968), PATZELT (1972, 1975), GROSS et al. (1977), VAN HUSEN (1977, 1997), MAISCH (1981), KERSCHNER & BERKTOLD (1982), KERSCHNER (1986), MAISCH (1987), IVY-OCHS et al. (1996), KERSCHNER et al. (1999, 2000), HERTL (2001), SAILER (2001).

### Glaziologische Charakteristika und Alter des Gschnitz-Gletschers an der Typlokalität

Die Endmoränen und Ufermoränen sind auf eine Strecke von mehr als 3 km soweit erhalten, dass die Gletscherzunge lückenlos rekonstruiert werden kann. Oberhalb des Dorfes von Gschnitz liegen Reste eines Eisrandes am linken Talhang in einer Höhe von 1.520-1.540 m, die mit den weiter unten liegenden Ufermoränen problemlos verbunden werden können. Dadurch ist eine glaziologisch sinnvolle Rekonstruktion der gesamten Gletschertopographie möglich. Die Schneegrenze dieses Gletschers lag bei einem Teilungsverhältnis zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet von 1:1,7 bei rund 1.930 m, woraus sich bei einem Bezugsniveau von 2.630 m eine Schneegrenzdepression von 700 m gegen 1850 ergibt (GROSS et al., 1977). Die Schubspannung an der Basis der Gletscherzunge lag im Bereich von 50-75 kPa, was typisch für Gletscher in einer kalten und relativ trockenen klimatischen

Umwelt ist. Die rekonstruierten Bilanzgradienten (Änderung der Ablation mit der Seehöhe) sind typisch für heutige Gletscher in den semiariden Gebirgen Zentralasiens oder für Gletscher in trockenen subpolaren Räumen. Die jährliche Akkumulation dürfte im Bereich von etwa 750 mm gelegen haben. Das entspricht etwa einem Drittel der heute in diesem Gebiet zu erwartenden Werte (KERSCHNER et al., 1999). Dementsprechend sollte die Sommertemperatur an der Gleichgewichtslinie rund 0°C betragen haben. Das entspricht einer Sommertemperatur von etwa 4-5°C in Trins und 8,5-9,5°C in Innsbruck. Diese klimatischen Bedingungen sprechen bereits für ein relativ hohes Alter der Moräne. Diese verhältnismäßig "träge" Gletscherzunge hat einen sehr sedimentreichen Endmoränenkomplex aufgeschüttet. Das spricht dafür, dass sich die Geometrie der Gletscherzunge über einen längeren Zeitraum nicht wesentlich geändert hat. Schätzt man die Kubatur der Endmoräne ab und vergleicht man sie mit den aus der Zungengeometrie herleitbaren Ablationsraten, so kommt man auf eine Zeitspanne in der Größe von wenigstens mehreren Jahrzehnten, in der der Gletscher in einer Größe verharrete, wie sie durch das Moränensystem vorgezeichnet ist. Das ist für Gletscher in kalten, kontinentalen Klimaten typisch.

Die Altersstellung der Moräne konnte bisher nur indirekt erschlossen werden. Mehrere Radiokarbonaten, pollenanalytische Untersuchungen und Untersuchungen von Seesedimenten aus anderen Gebieten (ZOLLER & KLEIBER, 1971; WELTEN, 1982; PATZELT, 1975; BORTENSCHLAGER, 1984a; 1984b; BURGA, 1980; OHLENDORF, 1998) sprachen schon vor einiger Zeit dafür, dass Teile der Akkumulationsgebiete von gschnitzzeitlichen Gletschern bereits um den Beginn des spätglazialen Interstadials soweit eisfrei waren, dass organische Sedimentation einsetzen konnte. Im Traungletschergebiet zeigte sich, dass das Alter für das Gschnitzstadium zwischen 15.400±470 BP und dem Beginn des Bølling-Interstadials gelegen haben muss (VAN HUSEN, 1977). Auch die pollenanalytischen Untersuchungen am Moor vom Lanser See bei Innsbruck sprechen für ein derart hohes Alter des Gschnitzstadiums (BORTENSCHLAGER, 1984b; PATZELT, 1995). In den Jahren 1996 und 1997 wurden Quarzproben von einigen Blöcken auf der Endmoräne entnommen, um das Oberflächenexpositionsalter mit Hilfe der kosmogenen Radionuklide  $^{10}\text{Be}$  und  $^{26}\text{Al}$  zu bestimmen (vgl. GOSSE & PHILLIPS, 2001). Die entsprechenden Analysen werden am Institut für Teilchenphysik der ETH Zürich durchgeführt; eine eingehende Diskussion der Ergebnisse ist einer späteren Publikation vorenthalten. Es sei hier nur darauf verwiesen, dass die ältesten Expositionsalter für eine Stabilisierung der Moräne vor rund 16.000 Kalenderjahren sprechen und die Ergebnisse der Radiokarbonatierungen an anderen Orten im Wesentlichen bestätigen. Demnach würde das Gschnitzstadium in den Anfang des Grönland-Stadials 2a fallen.

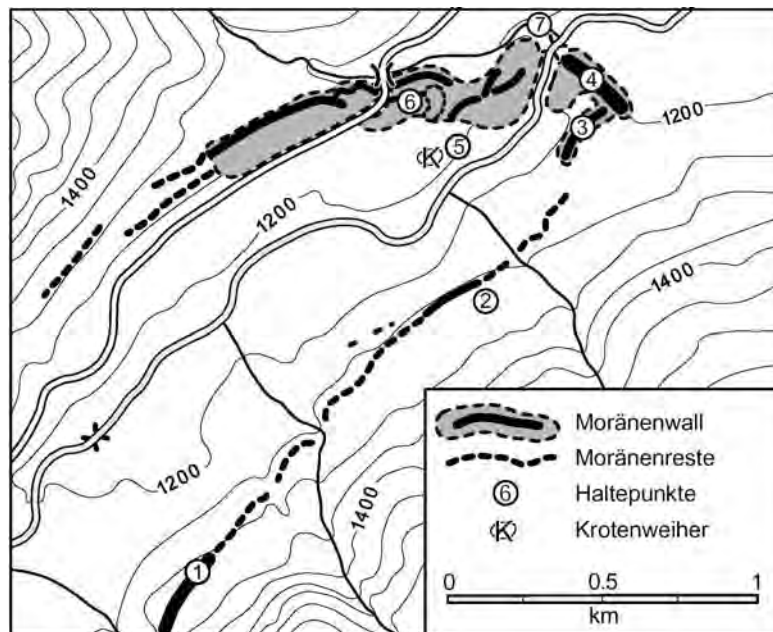


Abb. 1: Morphologische Skizze der Moräne von Trins mit Haltepunkten.

## Wanderung

### 1. Rechte Ufermoräne taleinwärts der Abzweigung zur Trunaalm

Die Ufermoräne setzt an einem offenbar gegen den Eisrand geschütteten und nachträglich erodierten Kegel des Fallzambaches taleinwärts wieder ein. Der Weg folgt nun dem Eisrand. Bei einer kleinen Hütte (in Wegrichtung rechts) setzt wieder ein wohlausgebildeter Moränenwall ein, auf dem sich einige größere kristalline Blöcke befinden. Wenig talein von einem auffallenden, gespaltenen Block (*Punkt 1*), dessen Zerlegung aus der Jüngeren Dryas datiert, bietet sich ein guter Überblick über den Talverlauf im Brennermesozoikum und über die die gegenüberliegende Talseite beherrschenden steilen, von Murgängen durchzogenen Schuttkegel. Desgleichen erkennt man von diesem Standort aus auch die am weitesten talein liegenden größeren Moränenreste am Gegenhang. Sie sind derzeit durch die Obergrenze einer Aufforstung mit Lärchen gut sichtbar nachgezeichnet. Talaus kann man den Verlauf der Ufermoräne im Bereich der Siedlungen von Galtschein und Greitenwiesen erkennen.

### 2. Rechte Ufermoräne talaus der Abzweigung zur Trunaalm

Das geringe Gefälle der Gletscherzunge ist augenfällig. Die Ufermoräne ist vom Hang deutlich abgesetzt und durch zahlreiche Kegel von der Seite her teilweise verschüttet. Eine derartige Konstellation ist für Gletscher mit geringem Massenumsatz in trockenen Gebieten typisch.

### 3. Rechte Ufermoräne im Stirnbereich

Die Außenböschung der Moräne ist auf der südlichen Seite teilweise als Erosionsböschung ausgebildet, die aus dem Präboreal datiert. Der Wildbach, der den Kegel geschüttet hat, fließt heute ein Stück weiter talein etwa entlang der Achse des Kegels. An der Innenseite der Moräne erkennt man einige terrassenartige Aufschüttungen. Zwischen dem oberen Ende des Moränenkammes und einigen weiteren Eisrandschüttungen talein besteht eine Lücke, die auf einen ehemaligen seitlichen Abfluss des Gletschers hinweist. Dadurch wurde rechterhand zwischen Moräne und Talhang ein flacher Kegel geschüttet, der talaus auf die Sanderfläche ausläuft.

### 4. Kamm der Stirnmoräne; Zugang über einen Fahrweg von Süden her, Abgang über Kalvarienberg und St. Anna-Kapelle

Vom Moränenkamm bietet sich ein guter Blick auf die bis zu knapp 40° steile Außenböschung der Moräne und die vorgelagerte Sanderfläche. Die Oberfläche der Moräne ist mit einigen größeren Blöcken aus Stubai Schiefergneis durchsetzt. Karbonate aus dem Brennermesozoikum findet man oberflächlich nicht, sie finden sich aber im Inneren der Moräne (Bau der ehemaligen Tennishalle). Der Blick talein zeigt sehr instruktiv den gestreckten Talverlauf bis zur Steilstufe, die von der Lapponesalm zu den Simmingseen hinaufführt. Besonders im Mittelabschnitt des Tales, der in den Karbonaten des Brennermesozoikums angelegt ist, ist der parabelförmige Talquerschnitt in den nicht von Schutt verhüllten Teilen der Talhänge gut erkennbar.

### 5. Krotenweiher; Zugang über die Brücke, dann links auf einem ansteigenden Fahrweg

Beim Krotenweiher handelt es sich um ein heute völlig verlandetes Toteisloch. Da er noch im Endmoränenbereich liegt, scheint er an sich für die Bestimmung eines Mindestalters für das Gschnitzstadium geeignet zu sein. Daher wurde eine ganze Reihe von Radiokarbondaten der Moorbasis bestimmt, die aber alle im Bereich Präboreal - Boreal liegen (BORTENSCHLAGER, 1984a; PATZELT & SARNTHEIN, 1995). Eine erste pollenanalytische Untersuchung des fast 8 m tiefen Moores stammt von R. v. SARNTHEIN (1936), eine Neuanalyse von BORTENSCHLAGER (1984a). Die Ergebnisse zeigen, dass der Krotenweiher seit Beginn der organischen Sedimentation deutlich unterhalb der Waldgrenze lag. Durch den späten Beginn der organischen Sedimentation erfüllt sich die Hoffnung auf hinreichend alte Basisdaten nicht.

### 6. Toteisformen im linken Abschnitt der Endmoräne; Fahrweg von der Brücke bis zu einer markanten Kurve oberhalb des Schlosses, dann Spazierweg im Moränengelände

Der linke Teil der Endmoräne weist zwar einen markanten Außenrand gegen den Finetzbach auf, dem der Fahrweg folgt. Die Formen sind jedoch allgemein breiter und meist in mehrere parallele Wälle gegliedert. Die ursprünglichen Formen sind besonders im unteren Teil durch Baumaßnahmen unkenntlich. Südlich des neuen Friedhofs von Trins findet man unmittelbar neben dem Fahrweg im Wald ein größeres Toteisloch und kleinere Versturzenformen. Der Reichtum an großen kristallinen

Blöcken ist in diesem Gebiet auffällig. Insgesamt gewinnt man den Eindruck, dass der linke Teil der Gletscherzunge von einem größeren Felssturz aus dem Altkristallin des hinteren Talabschnittes bedeckt war. Wenig unterhalb der Talstraße befindet sich am Innenrand der Moräne eine annähernd halbkreisförmige, talein schauende Mulde. Von einem dort befindlichen Block wurde das bisher höchste Expositionsalter bestimmt.

## **7. Entlang der Talstraße zurück in den Ortskern von Trins; Fahrweg vom Gemeindeamt zur Brücke über den Gschnitzbach**

Von der Straße und vom Fahrweg bieten sich gute Ansichten auf den unmittelbaren Stirnmoärenbereich und das ehemalige Gletschertor. Man sieht vor allem die steile, gleichmäßige Außenböschung bei der ehemaligen Tennishalle und den großen Querschnitt der Stirnmoäre. Er beträgt näherungsweise 100 m in der Länge und 30 m in der Höhe, also etwa 1.500 m<sup>2</sup>. Da die Ablation im unmittelbaren Zungenbereich nur 2,5 m/Jahr oder weniger betrug (KERSCHNER et al., 1999), muss der Schüttungszeitraum der Endmoräne selbst bei hohem Schuttgehalt des Eises mindestens einige Jahrzehnte oder wenige Jahrhunderte umfasst haben. Die große Kubatur der Endmoräne deutet jedenfalls auf einen längeren Zeitraum hin, in dem sich die Geometrie der Gletscherzunge nicht wesentlich geändert hat.

## **Literatur**

- BJÖRCK, S.M.J.C., WALKER, C., CWYNAR, S., JOHNSEN, K.-L., KNUDSEN, J.J., LOWE, B. & WOHLFARTH et al., 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. - In: *Journal of Quaternary Science* 13(4), 283-292.
- BORTENSCHLAGER, S., 1984a: Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I. Inneres Ötztal und unteres Inntal. - In: *Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck* 71, 19-56.
- BORTENSCHLAGER, S., 1984b: Die Vegetationsentwicklung im Spätglazial: Das Moor beim Lanser See III. Ein Typprofil für die Ostalpen. - In: *Dissertationes Botanicae* 72 (Festschrift Welten), 71-79.
- BURGA, C., 1980: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schams und des San Bernardino-Passgebietes (Graubünden, Schweiz). - *Dissertationes Botanicae* 56.
- GOSSE, J.C. & F.M. PHILLIPS, 2001: Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. - In: *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.
- GROSS, G., H. KERSCHNER & G. PATZELT, 1977: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. - In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12, 223-251.
- HERTL, A., 2001: Untersuchungen zur spätglazialen Gletscher- und Klimageschichte der österreichischen Silvrettagruppe. - *Natwiss. Diss.*, Innsbruck.
- HEUBERGER, H., 1966: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal. - *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte* 20, Innsbruck - München.
- 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 <sup>10</sup>Be, <sup>26</sup>Al and <sup>36</sup>Cl. - In: *Eclogae Geologicae Helvetiae* 89, 1049-1063.
- KERNER V. & MARILAUN, F., 1890: Die letzte Vergletscherung der Central-Alpen im Norden des Brenner. - In: *Mittheilungen der kaiserlich-königlichen Geographischen Gesellschaft in Wien* 33, 307-332.
- KERSCHNER, H., 1986. Zum Sendersstadium im Spätglazial der nördlichen Stubaier Alpen, Tirol. - In: *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* 61, 65-76.
- KERSCHNER, H. & E. BERKTOLD, 1982: Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, nördliche Stubaier Alpen, Tirol. - In: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 17, 125-134.
- KERSCHNER, H., S. IVY-OCHS & Ch. SCHLÜCHTER, 1999: Paleoclimatic interpretation of the early late-glacial glacier in the Gschnitz valley, Central Alps, Austria. - In: *Annals of Glaciology* 28, 135-140.
- KERSCHNER, H., G. KASER & R. SAILER, 2000: Alpine Younger Dryas glaciers as paleo-precipitation gauges. - In: *Annals of Glaciology* 31, 80-84.
- MAISCH, M., 1981: Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). - Zürich.

- MAISCH, M., 1987: Zur Gletschergeschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. - In: *Geographica Helvetica* 42, 63-71.
- MAYR, F. & H. HEUBERGER, 1968: Type areas of Lateglacial and Postglacial deposits in Tyrol, Eastern Alps. - In: G.M. RICHMOND (ed.): *Glaciations of the Alps*. - Boulder, CO, University of Colorado. INQUA International Congress, 143-165 (Series in Earth Sciences 7).
- OHLENDORF, Ch., 1998: High alpine lake sediments as chronicles for regional glacier and climate history in the Upper Engadine, southeastern Switzerland. - Aachen (Diss. ETH 12705).
- PASCHINGER, H., 1952: Die spätglazialen Gletscher des Gschnitztales. - *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 2, 35-57.
- PATZELT, G., 1972: Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. - In: *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft* 85, 47-57.
- PATZELT, G., 1975: Unterinntal - Zillertal - Pinzgau - Kitzbühel. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. - In: *Innsbrucker Geographische Studien* 2., Innsbruck, 309-329.
- PATZELT, G. & M. SARNTHEIN, 1995: Late Glacial moraine arc at Trins in the Gschnitz valley, Tyrol - "Krotenweiher" peat bog. - In: M. MAISCH: 12. Alpine Traverse, Quaternary Field Trips in Central Europe (W. Schirmer, ed.), vol. 2, 669-670.
- PATZELT, G., 1995: The pollen profile of the peat bog at the Lans lake. - In: W. SCHIRMER (ed.) & M. MAISCH: 12. Alpine Traverse, Quaternary Field Trips in Central Europe, vol. 2, 670-671.
- PENCK, A. & E. BRÜCKNER, 1901, 1909: *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 Bde. - Leipzig.
- PICHLER, A., 1859: Beiträge zur Geognosie Tirols. - In: *Zeitschrift des Museums Ferdinandeum Innsbruck* 3(8).
- SAILER, R., 2001: Späteiszeitliche Gletscherstände in der Ferwallgruppe. - *Natwiss. Diss.*, Innsbruck.
- SARNTHEIN, R.v., 1936: Moor- und Seeablagerungen aus den Tiroler Alpen in ihrer waldgeschichtlichen Bedeutung. I. Teil: Brennergegend und Eisacktal. - In: *Botanisches Centralblatt*, Beihefte LV, 544-631.
- VAN HUSEN, D., 1977: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal (mit quartärgeologischer Karte). - In: *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 120, 1-130.
- VAN HUSEN, D., 1997: LGM and Late-glacial fluctuations in the Eastern Alps. - In: *Quaternary International* 38, 39, 109-118.
- VAN HUSEN, D., 2000: Geological processes during the Quaternary. - In: *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 92 (1999), 135-156.
- WELTEN, M., 1982: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern - Wallis. - *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft* 95 (2 Bde.) - Basel.
- ZOLLER, H. & H. KLEIBER, 1971: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintäler. - In: *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel*, 81(1), 90-154.

### **Anschrift der Verfasser**

Ao. Univ.-Prof. Dr. Hanns KERSCHNER: Institut für Geographie der Universität Innsbruck, A-6020 Innsbruck, Innrain 52.

Email: Hanns.Kerschner@uibk.ac.at.

Dr. Susan IVY-OCHS: Institut für Teilchenphysik der ETH Zürich, ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich.

Prof. Dr. Christian SCHLÜCHTER: Institut für Geologie der Universität Bern, Baltzerstraße 1-3, CH-3012 Bern.