

PALYNOLOGISCHE HINWEISE ZU NACHEISZEITLICHEN KLIMASCHWANKUNGEN IN DEN ZENTRALALPEN: DAS MITTELHOLOZÄNE WÄRMEOPTIMUM

1. Forschungsstand zu den holozänen Klimaschwankungen

In der ersten systematischen Auswertung von schweizerischen Pollendiagrammen nach Hinweisen zu postglazialen Klimaschwankungen von C.A.BURGA (1979) wird der diesbezügliche Forschungsstand bis 1979 dargestellt. Hierbei wurde nicht nur die schweizerische, sondern die gesamteuropäische Literatur zu diesem Thema berücksichtigt.

Pollenanalytische Hinweise zu Klimaschwankungen können im allgemeinen folgende Phänomene liefern:

- Baumpollen-Rückgang bzw. Dominanzwechsel (z.B. von einer thermophilen Art, wie Vertreter des Eichenmischwaldes, zu einer borealen Art, wie Nadelhölzer).
- Nichtbaumpollen-Phasen (Gräser, Kräuter, Sträucher)
- Poaceae-/ Caperaceae-Phasen (entwickeln sich auf feinerde- bzw. tonreichen Böden, z.B. auf neu entstandenen Nasstandorten nach einem Gletschervorstoss).
- Farnphasen, insbesondere *Selaginella*-Phasen (typischer Lichtungszeiger, entwickelt sich oft nach einer Waldgrenzdepression oder während einer Waldlichtung).

Eine zu 1979 entsprechende Zusammenstellung von postglazialen Klimaschwankungen in Form eines Zeit-Höhen-Diagramms zeigt Fig. 1. Das Wesentliche hierbei ist, dass sich mit jünger werdendem Alter eine "Untergrenze" der palynologischen Nachweisbarkeit einer Klimaschwankung abzeichnet. Dieses Phänomen wird dahin interpretiert, als dass mit jünger werdendem Alter die Intensität der Klimaschwankungen (im Vergleich zum Ende des Spätglazials und zu Beginn des Holozäns) abgenommen haben dürfte. Das heisst also mit anderen Worten, dass die Amplituden der Klimaschwankungen im Lauf des Holozäns im Vergleich zum ausgehenden Spätglazial sich verringert haben. Ausgenommen davon dürften die Klimaverhältnisse während des "Little Ice Age" gewesen sein, deren Amplitude wahrscheinlich grösser als im Jungholozän gewesen sein dürfte.

Fig. 2 zeigt palynologische Hinweise zu Klimaschwankungen zu den drei Beispielen Palü (Präboreal), Lössen (Subboreal) und Göschener Kaltphasen I und II (Aelteres Subatlantikum). Die gröss-

te Anzahl von Hinweisen entfällt auf die Zentralalpen. Besonders bemerkenswert ist der palynologisch festgestellte Vegetationswandel im Gebiet der Göschener Alp (H.ZOLLER, C.SCHINDLER & H.RÖTHLISBERGER 1966; H.ZOLLER, 1977), welcher als Reaktion auf die Kaltphasen I und II gedeutet werden:

Der ehemalige Fichten-Arven-Lärchenwald lichtete sich und wurde teilweise durch Grünerlengebüsch ersetzt; dieses wurde wiederum teilweise von der Schuttpioniergesellschaft des *Epilobietum fleischeri* abgelöst.

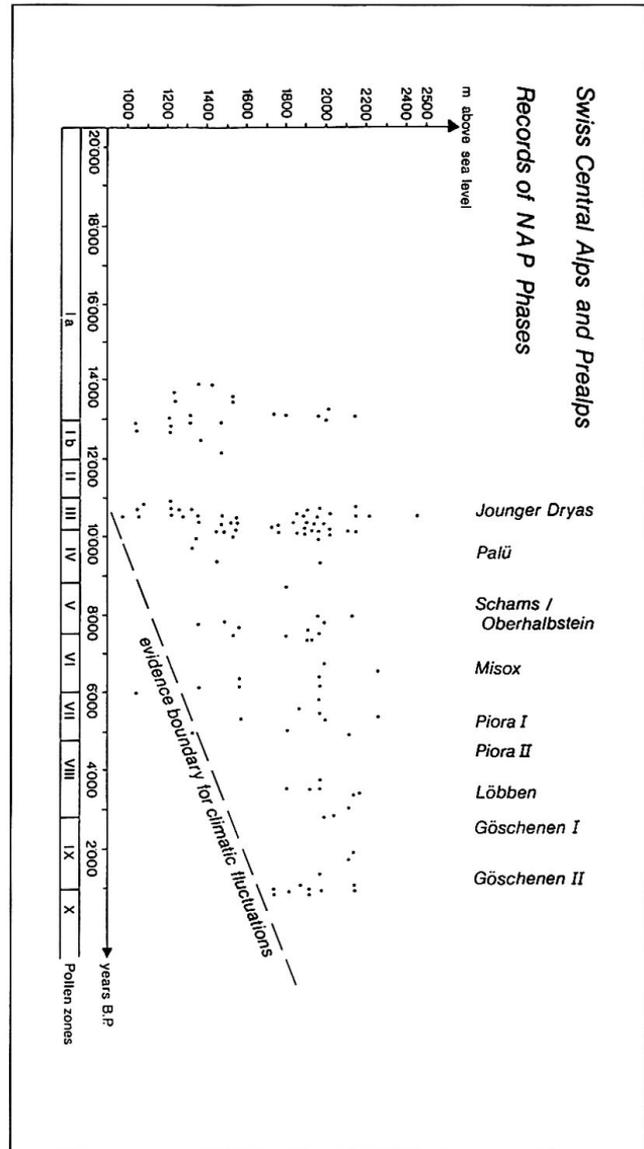


Fig. 1: Spätglaziale und holozäne Nichtbaumpollen-Phasen im Höhen-Zeit-Diagramm für die Zentral- und Voralpen der Schweiz.

Conradin Burga, PD, Dr., Geographisches Institut der Universität Zürich-Irchel, Winterthurerstr. 190. 8057 Zürich

Palü Oscillation

± 9'500 BP
(Zoller et al. 1977)

Pollen analytic evidence
in the

Swiss Central Alps:

Hinterrhein Valley
(Burga, 1979, Kissling,
1979)
Upper Engadine (Kleiber,
1974; Heitz, 1982)
Bernina Pass (Burga,
1987)
Puschlav Valley (Zoller
et al. 1977; Burga, 1987)
Blenio Valley (Müller,
1972)

Southern Alps:

Ganna-Varese (Schneider,
1985 = Ganna Oscillation)

Bernese Oberland:

Faulenseemoos (Eicher,
1979)

Valaisian Alps:

Saas Fee (Burga, 1982)

Löbben Oscillation

± 3'350 - 3150 BP
(Mayr, 1964, 1968)

Pollen analytic evidence
in the

Swiss Central Alps:

Hinterrhein Valley
(Kissling, 1979)
Oberhalbstein Valley
(Heitz, 1975)
Prättigau Valley
(Wegmüller, 1976)
Upper Engadine (Brombacher,
1982; Puchakunnel, 1982;
Heitz, 1982)
Puschlav Valley (Burga, 1987)
Blenio Valley (Müller, 1972)
Urseren Valley (Küttel, 1982)

Bernese Oberland:

Simmen Valley (Welten, 1952)
Susten Pass (King, 1974)

Valaisian Alps:

Simplon Pass (Lang & Tobolski,
1985)

Göschener Cold Phases I/II

Phase I: ± 2'830 - 2'270 BP
Phase II: ± 1'600 - 1'200 BP
(Zoller, Schindler & Rößthlisberger, 1966; Zoller, 1977)

Phase I = Alaphah-Mountain
advance in Alaska (Porter, 1964)

Palynologic evidence: vegetational
development of

Picea/Pinus cembra/Larix-

forest → Alnetum viridis →

Epilobietum fleischeri

Phase II:

Palynologic evidence: phases
of forest recessions, high values
of NAP

Fig. 2: Palynologische Hinweise zu den holozänen Klimaschwankungen Palü (Präboreal), Löbben (Subboreal) und Göschener Kaltphasen I und II (Aelteres Subatlantikum)

2. Zeugen im Gelände

Folgende Erscheinungen können direkt oder indirekt Hinweise auf Klimaveränderungen liefern:

- hochgelegene Alpenmoore und deren Erosion
- alpine Rasen und deren Zerstörung
- Bodenbildungen
- fossile Hölzer und Samen
- Gletscherbewegungen usw.

In der alpinen Stufe der Zentralalpen sind gegenwärtig zahlreiche Flachmoore mit bedeutenden Erosionserscheinungen zu beobachten. Randliche oder zentrale Bereiche des Moors weisen jüngere Erosionsoberflächen auf, die z.T. zeitweise überflutet sind und von *Sparganium angustifolium*, *Potamogeton alpinus* oder *Callitriche palustris* besiedelt werden (Beispiele: Oberengadin, Vorderrheintal, Flumserberge, oberes Aostatal, Südtirol).

Alpine Rasen (*Caricetum curvulae*, *Caricetum firmiae* u.a.) in Steillagen sind gegenwärtig an vielen Stellen durch Wassererosion in Zerstörung begriffen.

Die recht mächtigen Bodenbildungen derselben deuten auf eine ehemals längere Bodenentwicklung hin, welche - zusammen mit der Rasenentwicklung - ihren Ausgang zur Zeit des mittelholozänen Wärmeoptimums genommen haben dürften. Fossile Hölzer und Samen in Waldgrenzlage werden schon lange als Indikatoren anderer Klimaverhältnisse herangezogen. Die erste für eine Region umfassende diesbezügliche Untersuchung über das Vorderrheintal stammt von P.K. HAGER (1916), welcher die Wald- und insbesondere die Waldgrenzverhältnisse kartographisch genau festhielt.

3. Das mittelholozäne Klimaoptimum im Moorprofil Rutor (Aostatal)

Im obersten Aosta-Tal (Italien) befindet sich südlich von Courmayeur im Talchluss von La Thuile auf über 2500 m ü.M. der Rutor-Gletscher, dessen Schmelzwasser nordwärts über drei imposante Wasserfälle zur Dora Baltea entwässern. Nahe des aktuellen Gletschertors befinden sich im von den

Schmelzwässern geschaffenen Bachbett mehrere Aufschlüsse, welche ehemals von Moräne verschüttete See- und Moorablagerungen (Glazialton, Gytta, Torf, Moräne) sichtbar werden lassen (Fig.3). Diese unmittelbar im Oszillationsbereich des Gletschers befindlichen Sedimente wurden pollenanalytisch untersucht (C.A.BURGA 1991). Die eine Hauptfrage war, ob und inwiefern das pollenanalytische Resultat die den Gletscherbewegungen zugrunde liegenden Klimawechsel widerspiegeln würden.

Das 1988 durch den Gletscherbach nahe am Gletschertor freigelegte Profil weist folgende sechs Sedimentationsphasen auf (vgl. Pollendiagramm Fig. 4):

1. Glazigene Phase vom Präboreal bis zum Boreal: Glazialtone (190-150cm)
2. Limnische Phase während des Uebergangs Boreal/Aelteres Atlantikum: Gytta-artige Ablagerungen (150-138 cm)
3. Telmatisch-terrestrische Phase während des Aelteren Atlantikums: Cyperaceae-Torf (138-105cm)
4. Glazigene Phase während des Jüngeren Atlantikums: Moränenablagerung (105-70cm)
5. Terrestrische Phase am Uebergang Jüngeres Atlantikum/Subboreal: Torf (70-65cm)
6. Glazigene Phase während des Subboreals: Moränenablagerung (65-0m).

Der Torf besteht hauptsächlich aus Geweberesten von Cyperaceae und einigen Ericaceae. Sphagnum-Reste wurden keine festgestellt. Das Wachstum dieses ehemaligen subalpinen bzw. alpinen Flach-

moors begann um 6'700 B.P. am Uebergang vom Boreal zum Aelteren Atlantikum, wie dies der Verlauf der Cyperaceae-Kurve (Anstieg von 10 auf 55 %) dokumentiert. Da dieses ehemalige Flachmoor mindestens

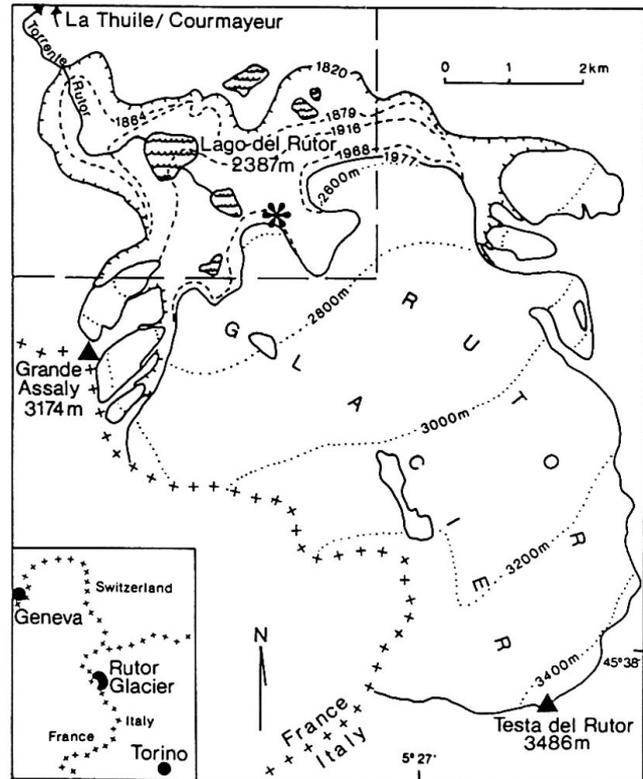


Fig. 3: Lage und Grösse des Rutor-Gletschers (Ausdehnung von 1985). Der Stern in der oberen Hälfte der Figur bezeichnet die Lage des Moor-Aufschlusses nahe am aktuellen Gletschertor. (Fig. nach L. Peretti & G. Charrier, 1967, sowie S.C. Porter & G. Orombelli, 1985).

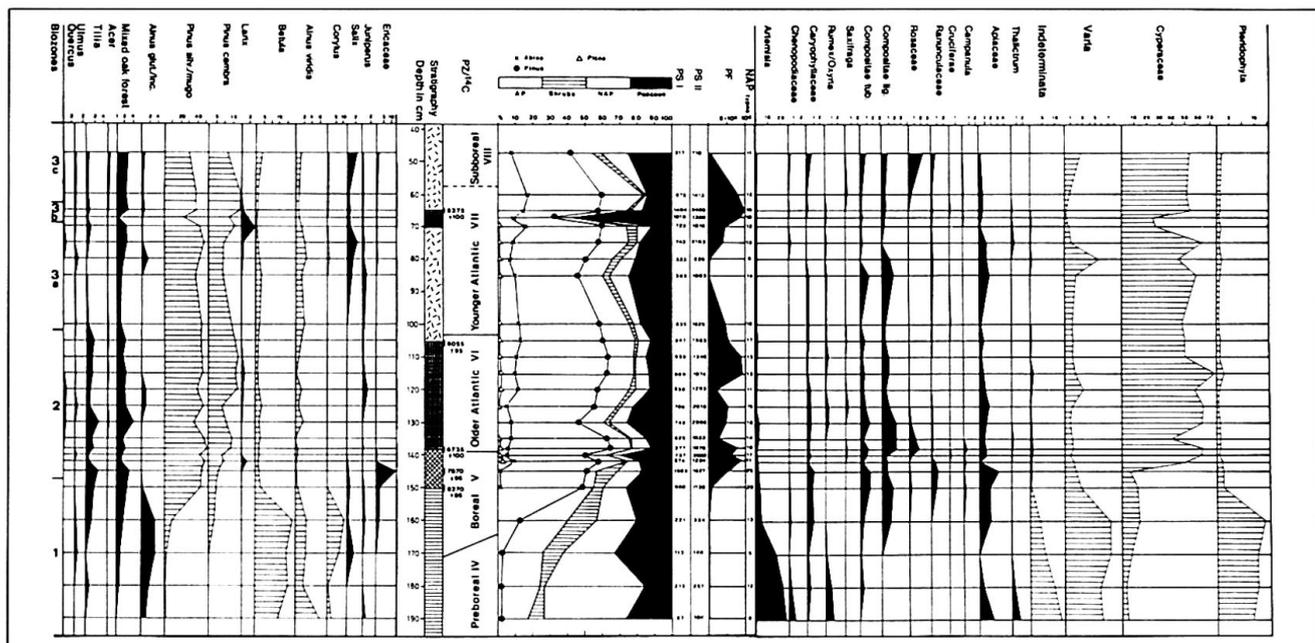


Fig. 4: Pollendiagramm eines neuen Aufschlusses nahe der Gletscherstirne von Rutor, 2510 m ü.M. (Analyse C.A. Burga 1990)

zweimal vom Gletscher überfahren wurde und heute noch grösstenteils unter jüngerem Moränenmaterial verborgen ist, kann über dessen Form und Grösse nichts ausgesagt werden. Da im nordwestlichen Bereich des heutigen Gletschervorfeldes das Gelände (Rundhöcker) deutlich ansteigt, wird das Moor wohl in der zwischen der heutigen Gletscherzunge und den Rundhöckern sich befindlichen Mulde anzusiedeln sein. Mindestens ein Teil desselben musste sich im unmittelbaren Oszillations-Bereich des Gletschers befunden haben.

Gemäss der Pollenanalyse und den Radiokarbon-Datierungen beträgt die mittlere Sedimentationsrate für Torf etwa 0,5mm/Jahr, während diejenige für die Gytta um 0,08 mm/Jahr zu veranschlagen ist.

Zwischen 8200 und 6000 B.P. war die Ausdehnung des Rutor-Gletschers mindestens so gross oder eventuell noch kleiner als heute, was für die Höhenlage von über 2500 m ü.M. sehr bemerkenswert ist. Die Paläovegetation weist zwischen 8000 und 5000 B.P. eine Optimalentwicklung mit einer maximalen Waldgrenzlage zwischen 2300 und 2500 m auf. In der subalpinen Stufe kann eine weite Ausbreitung von *Pinus cembra*, *Larix*, *Pinus*, *Ericaceae* und Vertreter alpinen Mattenvegetation (*Compositae*, *Apiaceae* usw.) festgestellt werden. Während dieses mittelholozänen Wärmeoptimums dominierten in der montanen Stufe *Abies* und *Tilia*. Die höchsten Pollenfrequenzwerte (pro cm³ Probematerial) verlaufen synchron mit dieser Optimalphase. Die lokale Moorentwicklung zeichnet sich vor allem durch die Kurve der Cyperaceae ab: vor Ende des Boreals steigen die Werte von 10 auf 60%. Die fortlaufende Pollensedimentation während der Gletschervorstösse lässt auf permanente Moorbildungen im damaligen Gletschervorfeld schliessen. Möglicherweise wurde damals nur ein Teil des untersuchten Flachmoors von Moräne überdeckt.

Nach rund 6000 B.P. ist also ein klarer Gletschervorstoss zu verzeichnen. Für die Zeit vor 5000 B.P. ist möglicherweise mit einem kurzzeitigen Abschmelzen der Zunge und danach mit einem erneuten Vorstoss zu rechnen. Diese Anordnung von Moorablagerungen am unmittelbaren Gletscherzungenbereich in der alpinen Stufe stellt einen seltenen Glücksfall für die Alpen dar und gestattet somit, das alpine mittelholozäne Klimaoptimum (Hypsithermal) auf das Zeitintervall 8000-5000 B.P. zu fixieren und auf eine Erhöhung der Jahresmitteltemperatur um 2-3°C zu schliessen. Nach H. Flohn (1983) ist das eigentliche Wärmeoptimum um 6000 B.P.

(Europa) bzw. um 4500 B.P. (Kanada) anzusetzen.

4. Globale Uebersicht zum mittelholozänen Wärmeoptimum

Die in Fig. 5 nach den beiden Hemisphären und nach Grossräumen gruppiert eingetragene Dauer des postglazialen Wärmeoptimums zeigt keinen signifikanten Unterschied zwischen der N- und der S-Halbkugel. Dies spricht für ein global gültiges Klimaereignis. Ausser in den tropischen Breiten schwanken die Angaben zur Dauer des postglazialen Wärmeoptimums (auch "Hypsithermal" oder "Altithermal" genannt) zwischen 8500 und 4000 B.P. (N-Halbkugel) bzw. zwischen 9000 und 5000 B.P. (S-Halbkugel). In den Tropen beträgt der Schwankungsbereich 9500-4000 B.P. (N-Halbkugel) bzw. 9500-5000 B.P. (S-Halbkugel). Das etwas frühere Einsetzen der Wärmezeit in den Tropen und auf der S-Halbkugel könnte möglicherweise durch den grösseren Anteil an Wasserflächen der Ozeane bedingt sein (grössere Wärmespeicherkapazität) und somit vielleicht eine Gesetzmässigkeit widerspiegeln.

Nach G.J. KUKLA (1978) und F.I. ISLA (1989) ist für 6000 B.P. die maximale Insolation für die letzten 30'000 Jahre

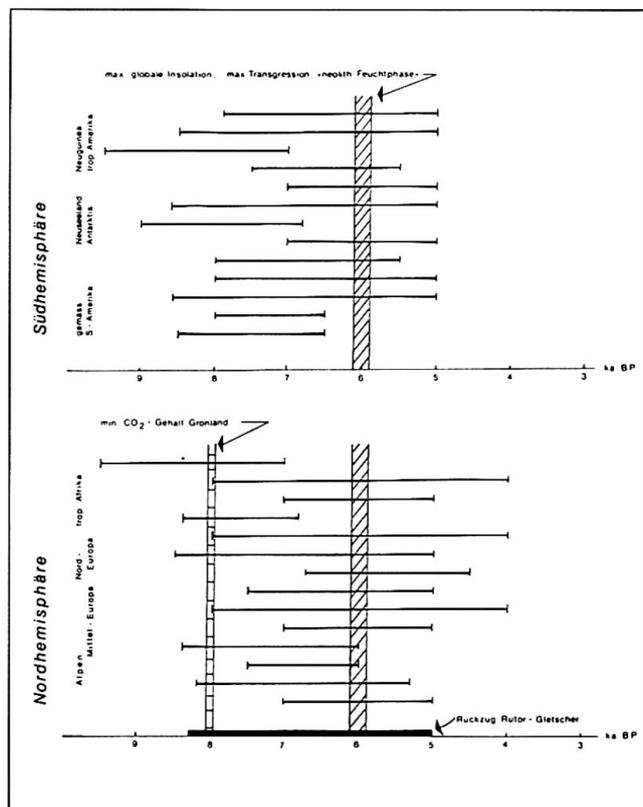


Fig. 5: Globale Uebersicht zur Dauer des postglazialen Wärmeoptimums.

anzunehmen. Dieser Zeitpunkt ist mit senkrechtem Balken in Fig. 5 gekennzeichnet. Die relative Lage der Zeitbalken zu diesem Termin ist für die beiden Hemisphären nicht signifikant verschieden, was wiederum für die allgemeine globale Gültigkeit dieses Klimaereignisses spricht.

A.NEFTEL, H.OESCHGER, T.STAFFELBACH & B.STAUFFER (1988) ermittelten im Grönlandeis für den Zeitpunkt um 8000 B.P. einen minimalen CO₂-Gehalt von 245-255 p.p.m.v. Nach den pollenanalytischen Ergebnissen zur postglazialen Vegetationsgeschichte der Schweiz (C.A.BURGA, 1988) ist dies ein Zeitpunkt (Boreal) mit einer ersten nacheiszeitlichen maximalen Waldentwicklung und mit noch steigender Tendenz der Waldgrenze. Diese CO₂-Abnahme könnte Ausdruck eines zunehmenden Verbrauchs durch die üppiger werdende postglaziale Pflanzendecke sein. Das in Fig. 5 eingetragene Zeitintervall des Rückzugs des Rutor-Gletschers dokumentiert ein synchrones Reaktionsvermögen zwischen Gletschereis und Temperaturänderung. Bezüglich Dauer und Intensität des holozänen Wärmeoptimums war die Nord-Halbkugel im Sommer bevorzugt, da damals das Perihel im Nord-Sommer lag (7% mehr Sonnenstrahlung). Die Dauer dieses Wärmeoptimums ist also global von 8000 - 5000 B.P. anzusetzen. Je nach der geographischen Breite war diese Phase durch warm-trockenes bzw. warm-feuchtes Klima gekennzeichnet. Die heutigen Trockengebiete im subtropischen Hochdruckgürtel von der Sahara bis Rajasthan waren durch feuchtes Klima geprägt (z.B. Tschadsee). Es ist anzunehmen, dass die tropischen Sommerregen nach Norden und die außertropischen Zyklonenbahnen nach Süden verschoben waren. Der direkte kausale Zusammenhang zwischen Gletscherbewegung und Moorbildung im Gletschervorfeld des Rutor-Gletschers stellt für die gesamten Alpen ein Glücksfall dar. Der Rutorgletscher und sein Vorfeld sind als Typuslokalität für das Früh- und Mittelholozän in Betracht zu ziehen.

Literatur

- ARMANDO, E. & CHARRIER, G. (1985): La torbiera del Rutor (Valle d'Aosta). Relazioni sui risultati conseguiti dallo studio palino-stratigrafico di nuovi affioramenti torbosi segnalati alla fronte attuale del ghiacciaio. *Geogr.Fis. Dinam. Quat.*, 8: 144-149.
- BARETTI, M. (1880): Il Lago del Rutor (Alpe Graje Settentrionali). *Boll.C.A.I.*, 14, 41: 1-59.
- BURGA C.A. (1979): Postglaziale Klimaschwankungen in Pollendiagrammen der Schweiz. *Vierteljahresschrift Naturforschende Gesellschaft Zürich*, 124, 265-283.
- BURGA C.A. (1988): Swiss vegetation history during the last 18'000 years. *New Phytol.*, 110: 581-602.
- BURGA, C.A. (1991): Vegetation history and palaeoclimatology of the Middle Holocene: pollen analysis of alpine peat bog sediments, covered formerly by the Rutor Glacier, 2510 m (Aosta Valley, Italy). *Global Ecology and Biogeography Letters* (1991), 1: 143-150.
- CHARRIER, G. & PERETTI, L. (1975): Analisi palinologica e datazione radiometrica C¹⁴ di depositi torbosi intermorenici della regione alpina piemontese, applicate allo studio del clima e dell'ambiente durante il Quaternario superiore. *Boll.Comit.Glac. It.*, 23:51-66.
- FLOHN, H. (1983): Actual Palaeoclimatic Problems from a Climatologist's Viewpoint. In: Thazi, A. (Ed.): *Palaeoclimatic Research and Models*: 17-29.
- HAGER, P.K. (1916): Verbreitung der wildwachsenden Holzarten im Vorderrheintal (Kt. Graubünden. Dpt. des Innern, Bern, 331 S.
- ISLA, F.I. (1989): Holocene sea-level fluctuation in the Southern hemisphere. *Quat.Sc.Rev.*, 8:359-368.
- KUKLA, G.J. (1978): Recent changes in snow and ice. In: Gribbin J. (Ed.): *Climatic change*, Cambridge, 114-129.
- NEFTEL, A./ OESCHGER, H./STAFFELBACH, T. & STAUFFER, B. (1988): CO₂ record in the Byrd ice core 50'000-5'000 years B.P. *Nature*, 331/6157: 609-611.
- PERETTI, L. & CHARRIER, G. (1967): Segnalazione e analisi pollinica di torba deposta alla fronte attuale del ghiacciaio del Rutor (Valle d'Aosta). *Considerazioni di paleogeografia e paleoclimatologia locale. Boll.Comit.Glac.It.*, 14: 13-31.
- PORTER S.C. & OROMBELLI, G. (1985): Glacier contraction during the middle Holocene in the Western Italian Alps: Evidence and implications. *Geology*, 13: 296-298.
- SACCO, F. (1917): Il ghiacciaio ed i laghi del Rutor. *Boll.Soc. Geol.It.*, 36: 1-36.
- TONGIORGI, E. (1937): Osservazioni sulla evoluzione climatica della foresta montana e subalpina nella Valle di La Thuile (Piccolo San Bernardo). *Nuovo Giorn.Bot.It.*, 44: 627-631.
- ZOLLER, H. (1977): Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. *Erdwiss. Forsch.*, 13, 271-281.
- ZOLLER, H./SCHINDLER, C. & RÖTHLISBERGER, H. (1966): Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet. *Verh.Naturf.Ges.Basel*, 77, 2: 97-164.