

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 95 (2002)
Heft: 1

Artikel: Palynostratigraphische Untersuchung und Lumineszenzdatierung des Profils Galgenmoos und Implikationen für die Chronologie des letzten Glazialzyklus im nördlichen Alpenvorland der Schweiz
Autor: Wegmüller, Samuel / Preusser, Frank / Müller, Benjamin U.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-168949>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 02.04.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Palynostratigraphische Untersuchung und Lumineszenzdatierung des Profils Galgenmoos und Implikationen für die Chronologie des letzten Glazialzyklus im nördlichen Alpenvorland der Schweiz

SAMUEL WEGMÜLLER¹, FRANK PREUSSER^{2,3}, BENJAMIN U. MÜLLER⁴ & CHRISTIAN SCHLÜCHTER²

Key words: Pollen analysis, luminescence dating, last glacial cycle, Würmian interstadials, Alpine Foreland, Switzerland

ZUSAMMENFASSUNG

Im Profil Huttwil-Galgenmoos liegt an der Basis ein über 2 Meter mächtiges Torfpaket, das von sandig-siltigen Sedimenten überschüttet wurde. Die klastischen Hangablagerungen fallen zeitlich in das Mittelwürm bzw. in den Übergangsbereich Hochwürm/Spätglazial. In den Torfen selber lassen sich zwei bewaldete Koniferen-Interstadiale ausgliedern. Das jüngere Interstadial wird nach palynostratigraphischen Befunden und Datierungen mit Infrarot Stimulierter Lumineszenz (IRSL) in das frühe Mittelwürm gestellt. Für das ältere Interstadial ergibt sich eine deutliche Diskrepanz zwischen den beiden verwendeten Untersuchungsmethoden. Während die IRSL-Alter für eine Zuordnung zum frühesten Mittelwürm sprechen, wird dieser Teil palynostratigraphisch in den Endabschnitt des 1. Frühwürm-Interstadials (Huttwil) gestellt. Dieses wird mit dem Brørup-Interstadial Nordwesteuropas korreliert. Die voneinander abweichenden Ergebnisse der beiden Untersuchungsmethoden werden eingehend diskutiert.

ABSTRACT

Up to 2 m of peat are found at Huttwil-Galgenmoos, central Switzerland, below a sequence of sandy and silty sediments. The clastic slope wash deposits are dated to be of Middle Würmian and early late-glacial age, respectively. Within the peat, two interstadial periods of coniferous trees have been recognised. The younger interstadial belongs to the early Middle Würmian based on palynological evidence and infrared stimulated luminescence (IRSL) dating. For the older interstadial, a significant discrepancy is found for the two different approaches been used. While the results of IRSL dating imply a deposition during the beginning Middle Würmian, palynological evidences lead to a correlation with the first Würmian-Interstadial (Brørup-Interstadial of northwestern Europe). The deviating results of the applied methods are discussed in detail.

1. Einleitung

Das Profil Galgenmoos bei Huttwil liegt an einer Schlüsselstellung der Talentwicklung im nördlichen Napfbergland (Fig. 1), am Ende der gekappten Talung Huttwil-Gettnau. Es befindet sich somit in der Position der Wasserscheide, in der seit Anlegung der Rinne in die tertiäre Molasse zu Ende der Grössten Vergletscherung (MEG) der Schweiz, kaum mehr nennenswerte Erosion stattgefunden haben dürfte. In dieser Position könnte also theoretisch ein vollständiges Profil seit der MEG abgelagert worden sein, welches nur ein minimales Einzugsgebiet, ohne fluviatile Einflüsse aufweist. Die unmittelbare Nähe zu den detailliert untersuchten Schieferkohlen von Gondiswil, Ufhusen und Zell (Wegmüller 1992, 1996) liess eine Abrundung der bereits vorhandenen Resultate durch die hier vorgestellten interdisziplinären Untersuchungen erwarten.

2. Feldarbeiten

Die Befunde der lithologischen Aufnahme des Profils sind in Figur 2 dargestellt. Der obere Teil der Abfolge (0,00 – 3,40 m) besteht aus sandig bis siltigen Sedimenten, die Ablagerungen im Hangfussbereich darstellen. Im unteren Teil (3,40 – 5,55 m) stehen Torfe an, die Einschaltungen von sandigen und siltigen Lagen zeigen. Die zur pollenanalytischen Untersuchung erforderlichen Sedimentproben wurden an der gereinigten Stichwand entnommen. Sie wurden in Polyäthylenbeutel eingeschlossen und kühl gelagert. Der Abstand der entnommenen Proben betrug 2 cm. Neun Proben wurden für Lumineszenzdatierungen mittels Stechzylinder entnommen und in opaken Tüten verpackt. Die Lage der Probenpunkte ist in Abbildung 2 verzeichnet. Zusätzliches Material wurde für die Bestimmung der Dosisleistung der natürlichen Radio-

¹ Zelgli 42, CH-3322 Mattstetten, Switzerland (vormals Geobotanisches Institut der Universität Bern)

² Geologisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern, Switzerland. E-mail: preusser@geo.unibe.ch

³ vormals Geologisches Institut der Universität zu Köln, Zülpicher Strasse 49a, D-50674 Köln, Germany

⁴ Dürrmattgraben 3, CH-5073 Gipf-Oberfrick, Switzerland

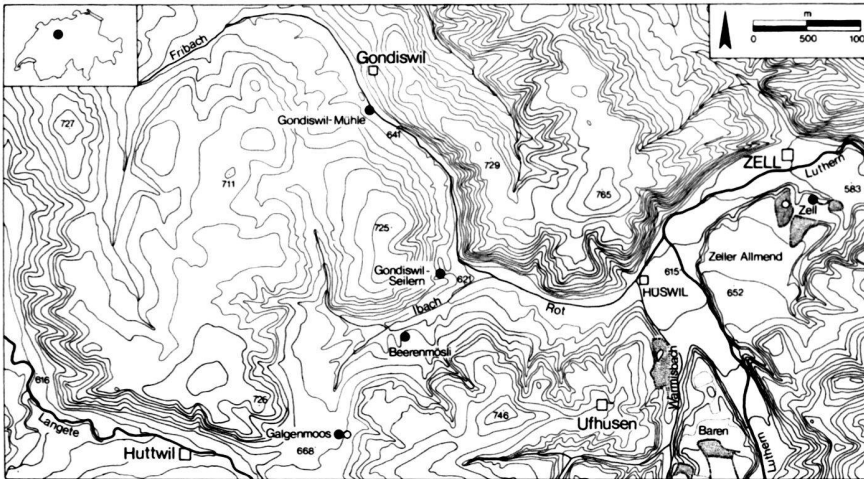


Fig. 1. Geographische Lage des im nördlichen Napfvorland gelegenen Profils Huttwil-Galgenmoos und weiterer pollenanalytisch untersuchter Profile der Gegend (schwarze Kreisflächen). Kreisringe: Entnahmestellen von Proben für Lumineszenzdatierungen.

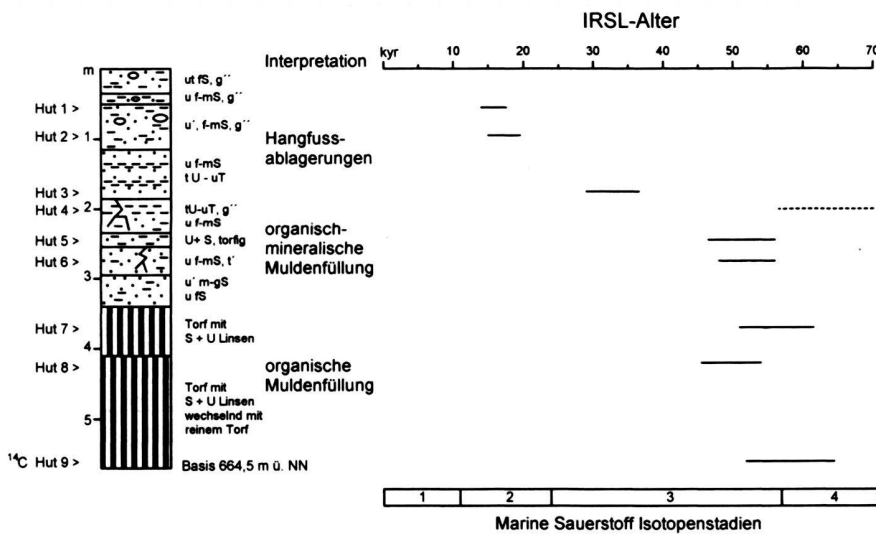


Fig. 2. Schematische Skizze des Profils Galgenmoos mit den Ergebnissen der sedimentologischen Untersuchungen, Lage der Lumineszenzproben und IRSL-Altern.

aktivität mittels Gammaspktrometrie gesichert. An der Basis der Torfe wurden zwei Proben für Radiokarbondatierungen entnommen.

3. Palynostratigraphische Untersuchungen (SAMUEL WEGMÜLLER)

3.1 Einleitung

Es gab mehrere Gründe, das östlich von Huttwil im Bereich der Wasserscheide (Pt. 668) gelegene Torflager pollenanalytisch zu untersuchen. Einmal interessierte die vegetationsgeschichtliche und paläoklimatische Entwicklung dieser Gegend zur Zeit der Torfablagerung. Sodann stellte sich die Frage der zeitlichen Einordnung der Torfe. Handelte es sich angesichts der geringmächtigen Überdeckung durch Sande und Silte um eine spätglaziale oder sogar holozäne Ablagerung, oder waren die Torfe wesentlich älter? Dies war der Ausgangspunkt der vorliegenden vegetationsgeschichtlichen Untersuchung.

ung, oder waren die Torfe wesentlich älter? Dies war der Ausgangspunkt der vorliegenden vegetationsgeschichtlichen Untersuchung.

3.2 Untersuchung und Auswertung

Was die Aufbereitung der Sedimentproben, die pollenanalytische Untersuchung und die Diagrammgestaltung betrifft, sei auf die Darstellung in Wegmüller (1996) verwiesen. Ergänzend sei darauf aufmerksam gemacht, dass der Pollengehalt der Torfe in den Profilabschnitten 1 und 5 sehr gering war (Fig. 3) und die Anreicherung des Pollens bei der Aufbereitung nur vereinzelt gelang. Hingegen war der Erhaltungszustand des Pollens im Allgemeinen gut. Um den Anteil des organischen Materials der einzelnen Proben zu erfassen, wurde deren Glühverlust bestimmt.

3.3 Ergebnisse

3.3.1 Lithostratigraphie des pollenanalytisch untersuchten Profils (Fig. 3, Pollendiagramm)

Oberkante der Torfschicht: 666.65 m ü.M.

340 – 361 cm	brauner silthaltiger Torf
361 – 378 cm	rötlich brauner, leicht silthaltiger Torf
378 – 420 cm	braungrauer tonhaltiger Silt mit zahlreichen Torfresten
420 – 480 cm	rötlich brauner leicht silthaltiger Torf
480 – 540 cm	rötlich brauner stark silthaltiger Torf
540 – 545 cm	schwarzer silthaltiger Torf
545 – 560 cm	graubrauner toniger Silt mit Torfresten

Über der kompakten Torfschicht fanden sich an der Stichwand innerhalb der siltig tonhaltigen Überlagerung vereinzelt dünne humose Horizonte. Es handelte sich dabei um angeschwemmtes organisches Material, das zwar Pollen enthielt, aber palynostratigraphisch nicht auszuwerten war.

3.3.2 Grundzüge der vegetationsgeschichtlichen Entwicklung (Fig. 3, Pollendiagramm)

Abkürzungen:	PAZ	Pollen Assemblage Zones (Pollenzonen)
	BP	Baum- und Strauchpollen
	NBP	Nichtbaumpollen (Krautpollen)

Zone 1: Grasreiche Kältsteppe mit Weiden, Sanddorn und Birken.

Relativ hohe NBP-Werte von 36.9 – 75.4 %, darunter Gräser-Pollen von bis zu 41.5 %, weisen diesen Profilabschnitt als weitgehend waldlos aus. Eine sehr hohe Vertretung zeigen ebenfalls die Cyperaceae (Riedgräser) auf. Unter den Krautpollen treten *Artemisia* (Beifuss), die Chenopodiaceae (Gänsefußgewächse), *Plantago alpina* (Alpen-Wegerich), *Thalictrum* (Wiesenraute), die Cichorioideae (zungenblütige Compositen) und an der Profilbasis auch Vertreter der Boraginaceae (Borretschgewächse) hervor. Die beiden *Ephedra*-Typen (Meerträubchen), dann auch *Salix* (Weiden) und insbesondere *Hippophaë* (Sanddorn) fügen sich gut in dieses kaltzeitliche Spektrum ein. *Pinus* (Föhre, Kiefer) ist mit Anteilen von 19.9 – 53.5 % relativ stark vertreten. Ob der Pollen aus kleinern Beständen der weiteren Umgebung stammt oder aus dem Fernflug, ist nicht zu entscheiden. *Betula* (Birke) ist konstant vertreten. Ein kleiner zwischen 540 cm und 515 cm gelegener *Betula*-Vorstoß führt zum vorübergehenden Rückgang von *Artemisia*, *Thalictrum* und der Chenopodiaceae. Im oberen Teil des Profilabschnittes treten *Botrychium* (Mondraute) und *Selaginella* (Moosfarn) stärker in Erscheinung.

Die Pollenspektren vermitteln das Bild einer weitgehend offenen Landschaft mit mosaikartiger Vegetationsdecke, in der Gruppen von Sanddorn-Gebüsch, Weiden und Birken auftreten. Die starke Durchmischung des Torfes mit Silt und Ton spricht für erosive Vorgänge in der noch offenen Landschaft.

Zone 2: Bewaldungsphase mit Wacholder, Sanddorn, Birken und Föhren

Diese sehr kurz abgebildete Wiederbewaldungsphase wird mit kleinen Vorstößen von *Juniperus* (2.8 %), *Hippophaë* (3.9 %) und *Betula* (6.8 %) eingeleitet, gefolgt von einem Vorstoß von *Picea* (28.5 %) und *Pinus* (41.1 %). Bemerkenswert sind die ersten Spuren von *Abies* (Weisstanne). Die NBP-Werte bleiben vorerst noch hoch, was für weiterhin lichte Verhältnisse in den Föhren- und Fichten-Beständen spricht. Spuren von Arten der Dipsacaceae (Kardengewächse), *Polygonum spec.* (Knöterich), *Valeriana* (Baldrian), *Cirsium* (Kratzdistel) und *Filipendula* (Spierstaude) belegen den Beginn der Entwicklung von Hochstaudenfluren, während das Auftreten von *Potamogeton* (Laichkraut) auf Verlandungsvorgänge im Becken hinweist. Der organische Anteil im Sediment nimmt im Zuge der Erwärmung rasch zu.

Zone 3: Fichten-Interstadial mit Föhren, Birken und vereinzelt Weisstannen

Picea dominiert das ganze Interstadial und erreicht Anteile von bis zu 74.9 %, während *Pinus* mit Werten von 11.4 – 27.3 % vertreten ist. *Abies* (2.4 %) tritt mit geschlossener Kurve auf, was für die biostratigraphische Einstufung von Bedeutung sein wird. Bemerkenswert sind die Spuren von *Quercus* (Eiche), *Ulmus* (Ulme), *Fraxinus* (Esche), *Corylus* (Hasel), *Carpinus* (Hainbuche) und *Alnus* (Erle), wobei diese Bäume und Sträucher während des ganzen Interstadials nie bestandbildend auftreten. *Larix* erscheint wiederholt in Spuren. Die NBP fallen auf die tiefsten Werte des gesamten Profils zurück. Einen bedeutenden Rückgang verzeichnen auch die Cyperaceae (Riedgräser).

Der abgelagerte Torf weist in diesem Profilabschnitt die geringsten mineralischen Einschwemmungen auf, und der Pollengehalt der einzelnen Sedimentproben erreicht hier die höchsten Werte. In diesem Zeitabschnitt waren in der weiteren Umgebung des östlich von Huttwil gelegenen Sattels boreale Fichtenwälder mit Föhren verbreitet. Es handelt sich um den klimatisch günstigsten Abschnitt des ganzen Profils.

Zone 4: Föhren-Bestände mit Fichten und Birken am Ende des Interstadials

Im Endabschnitt des Interstadials erfährt *Picea* einen drastischen Rückgang auf 10.6 %, während die *Pinus*-Werte auf bis zu 52.3 % und jene von *Betula* auf 8.1 % ansteigen. *Abies* ist nur noch in Spuren nachzuweisen, und der Pollen von Bäumen des Eichenmischwaldes fällt ganz aus. Auffallend ist das erneute Auftreten von *Salix*, des *Ephedra distachya*-Typs, von *Juniperus* und der markante Vorstoß von *Betula*. Die NBP schnellen auf 48.8 % an. Erneut treten Taxa des kaltzeitlichen Spektrums in Erscheinung.

Im Zuge der klimatischen Abkühlung am Ende des Interstadials verschwinden die geschlossenen Fichtenwälder. An ihrer Stelle breiten sich boreal getönte Föhrenbestände aus.

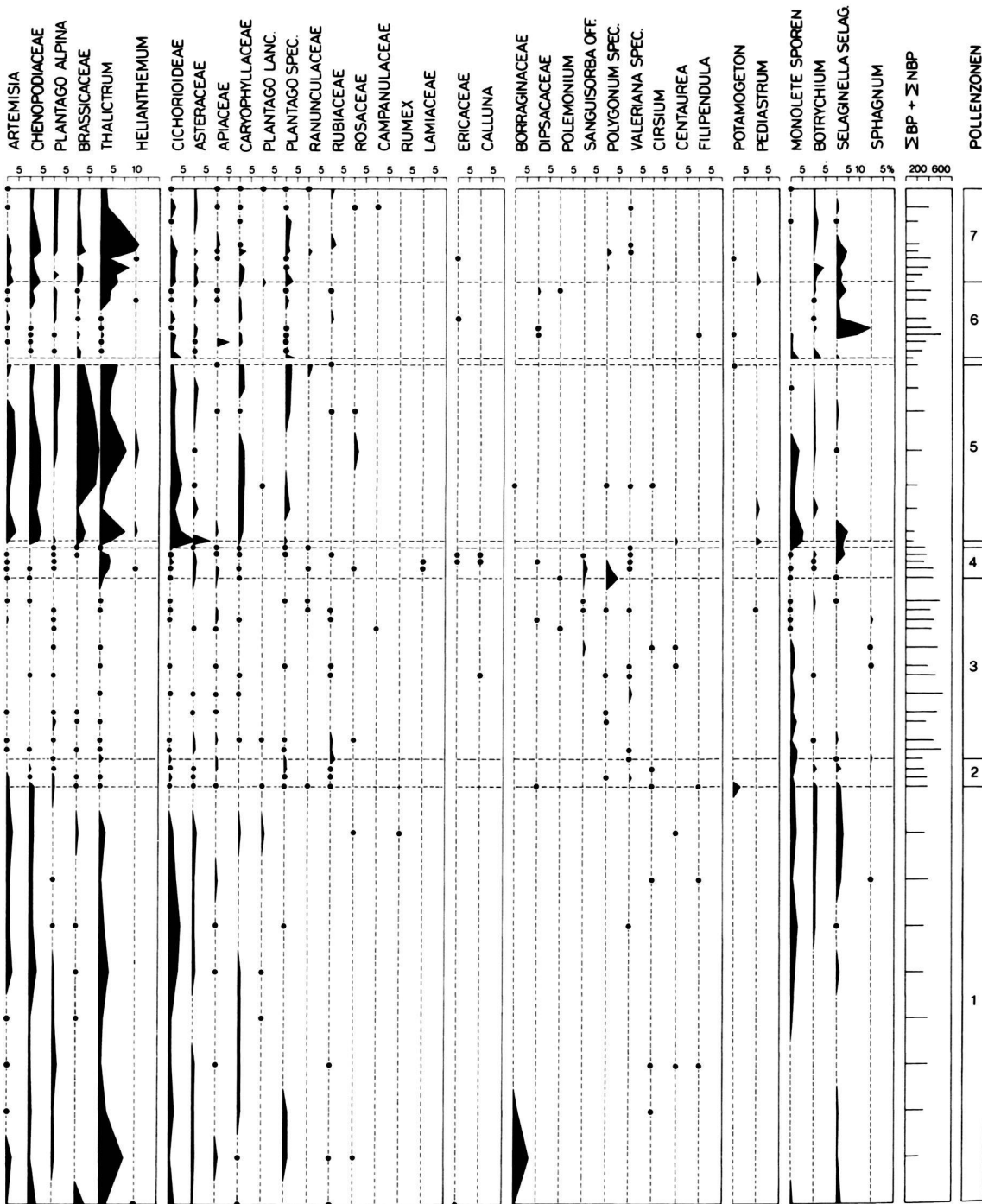


Fig. 3. Pollendiagramm des Profils Galgenmoos. Dargestellt sind nur die Torflager im unteren Teil des Profils, die eine ausreichende Pollenmenge für die Analyse zeigen.

Auf offenen Stellen beginnen sich erneut Gras- und Krautfluren auszubreiten. Im Sediment geht der Anteil der organischen Substanz stark zurück.

Zone 5: Kältesteppe mit Weiden, Birken und Wermut

Zwischen 418.5 cm und 417 cm liegt ein markanter Hiatus. Darauf weisen die Kurvensprünge von *Pinus*, *Betula*, der NBP sowie das stärkere Hervortreten der einzelnen NBP-Taxa hin. Ferner setzt unvermittelt die Ablagerung minerogener Sedimente ein.

Pinus und *Picea* fallen auf minimale Werte zurück, während die NBP-Werte auf bis zu 92.8 % ansteigen. Die Cyperaceae verzeichnen ebenfalls einen starken Anstieg. *Salix* und *Betula* bilden fast durchgehend geschlossene Kurven. Der Pollen von *Abies* und jener der wärmeliebenden Laubbäume ist aus den Spektren verschwunden. Für kaltzeitliche Verhältnisse spricht unter anderem das Auftreten folgender Taxa: *Artemisia*, Chenopodiaceae, *Plantago*-Arten, Brassicaceae (Kreuzblütler), *Thalictrum*, *Helianthemum* (Sonnenröschen), Arten der Compositen, der Caryophyllaceae (Nelkengewächse) und der Rosaceae (Rosengewächse).

Die Pollenspektren zeigen das Bild einer vollkommen entwaldeten Landschaft.

Zone 6: Lärchen – Föhren – Interstadial mit Birken

Zwischen 379 cm und 377.5 cm liegt erneut ein bedeutender Hiatus, ersichtlich aus dem spunghaften Kurvenverlauf von *Pinus*, *Hippophaë* und der NBP. Zu Beginn liegt eine Wiederbewaldungsphase mit *Hippophaë*, *Betula* und mit *Larix* (Lärche) vor. *Pinus* dominiert mit Anteilen von 35.5 – 62.0 %. Demgegenüber kommen die kleinen *Picea*-Vorstöße nicht über 6.6 % hinaus. Einen Rückschlag erfahren die NBP-Werte, wobei die Gramineae mit Anteilen von bis zu 43.1 % immer noch stark vertreten bleiben. Bemerkenswert ist das erneute Auftreten der Lichtungszeiger *Selaginella* und *Botrychium*. Hervorzuheben ist der verhältnismässig hohe Torfanteil des Sedimentes. Die Pollenspektren dieses zweiten Interstadials vermitteln ein Vegetationsbild, das jenem des heutigen subalpinen Bereiches entspricht, mit sehr lückigen, offenen Lärchen- und Föhren-Beständen.

Zone 7: Artenreiche Steppentundra mit einzelnen Föhren-Vorstössen

Der Verlauf der BP/NBP-Kurve erweckt den Eindruck einer destabilisierten Vegetationsdecke. Bezeichnenderweise nehmen die Einschwemmungen ins Becken aus der Umgebung stark zu, was für offene Verhältnisse spricht. Fichten- und Birken-Werte bleiben auf sehr tiefem Niveau, während die Föhren-Anteile stark schwanken. Für vernässte Verhältnisse sprechen die hohen Cyperaceen-Anteile. Unter den NBP sind *Thalictrum*, *Plantago*, die Chenopodiaceae, Brassicaceae und die zungenblütigen Kompositen stärker vertreten. Demgegenüber bleibt *Artemisia* anteilmässig zurück.

In dieser Periode waren die Nadelwälder in der Umgebung der östlich von Huttwil gelegenen Schwelle weitgehend verschwunden. Nur einzelne Gruppen von Föhren und Birken dürften sporadisch die Gegend besiedelt haben.

Abschliessend lässt sich festhalten, dass das Pollenprofil zwei bewaldete Koniferen-Interstadiale umfasst. Das untere ist durch eine starke *Picea*-Dominanz gekennzeichnet, das obere durch eine initiale *Betula/Larix*-Phase, überlagert von *Pinus*. Die klimatischen Verhältnisse waren im ältern Interstadial kühl, im jüngern hingegen kühl bis kalt-kontinental. Den Pollenspektren zufolge weist der Torfkomplex zumindest zwei bedeutende Hiaten auf.

3.3.3 Biostratigraphische Einstufung der Pollensequenzen

Im Folgenden wird versucht, die Pollensequenz des Profils Galgenmoos anhand von Vergleichen mit langen Pollenprofilen des Mittellandes biostratigraphisch einzustufen. Zum Spätglazial und Holozän liegen aus dem Mittelland zahlreiche radiometrisch datierte Pollendiagramme vor. Die der Region Huttwil zunächst liegenden Profile stammen vom Inkwilensee (Eicher 1990) und vom Soppensee (Lotter 1999).

Was das Mittelwürm betrifft, verfügen wir zur Zeit noch über wenig Information. Es gibt zwar aus dem Gebiet des Schweizerischen Mittellandes eine Reihe von Pollenprofilen, die Fragmente des Mittelwürm umfassen, doch sind diese meistens nur kurz. Umfassendere mittelwürmzeitliche Profile stammen von der bei Signau gelegenen Muttenterrasse (Welten 1982) und von der Kiesgrube bei Gossau (Welten 1982; Burga & Wynistorf in Schlüchter et al. 1987).

Für den grossen Zeitabschnitt des letzten Interglazials (Riss/Würm) und das daran anschliessende Frühwürm können die dem Galgenmoos nahe gelegenen Pollenprofile Gondiswil-Mühle, Gondiswil-Seilern und Beerenmösl (Wegmüller 1992) zum Vergleich herangezogen werden (Fig. 1), dann auch das südwestlich von Huttwil gelegene Profil von Schweinbrunnen (Wegmüller 1995). Die drei erstgenannten umfassen das gesamte Riss/Würm-Interglazial und drei frühglaziale Interstadiale, nämlich Huttwil, Ufhusen und Dürnten, die von der vorausgehenden Warmzeit wie auch unter sich durch die kaltzeitlichen Stadiale Seilern, Ibach und Bifig getrennt sind (Tab. 1). Das Profil Schweinbrunnen umfasst ebenfalls das letzte Interglazial aber nur ein Interstadial, dessen Zuordnung noch offen ist.

Das Fichten-Interstadial des Profils Galgenmoos (Zonen 3 – 4)

Ausgangspunkt unserer Betrachtung zur biostratigraphischen Zuordnung der Pollensequenz Galgenmoos bildet vorerst das untere Interstadial (Zonen 3 – 4). Eine Einstufung dieser Pollensequenz zu einem holozänen Abschnitt, wie sie eingangs dieser Arbeit aufgrund der geringmächtigen Überlagerung der Torfe in Erwägung gezogen worden ist, ist nicht möglich, weisen doch die Referenzprofile innerhalb der spätholozänen Sequenzen mit *Picea* erhebliche Anteile von Bäumen des Eichenmischwaldes sowie von *Abies* und *Fagus* auf. Häufig sind

Tab. 1. Stratigraphische Gliederung früher Abschnitte der Würm-Kaltzeit nach * Woillard (1979), de Beaulieu & Reille (1989), ** Menke & Tynni (1984), Behre & Lade (1986).

Gondiswil/Ufhusen		Grande Pile (Vogesen) *		Nordwesteuropa **	
Glaziale Stadiale	Interglazial Interstadiale	Glaziale Stadiale	Interglazial Interstadiale	Glaziale Stadiale	Interglazial Interstadiale
Horben I					
	Dürnten		Ognon ?		Oerel
Bifig		Laterne I ?		Schalkholz	
	Ufhusen		St. Germain II		Odderade
Mühle		Melisey II		Rederstall	
	Huttwil III Huttwil II Huttwil I		St. Germain Ic St. Germain Ib St. Germain Ia		Brørup
Seilern		Melisey I		Herning	
	Gondiswil - Interglazial (Riss/Würm)		Eem- Interglazial		Eem- Interglazial
Ibach (Riss)		Linexert		Saale	

auch Spuren von Kulturzeigern nachzuweisen. Dies ist im *Picea*-Interstadial des Profils Galgenmoos nicht der Fall. Eine Zuordnung zum Spätglazial ist ebenfalls auszuschliessen, weil *Picea* spätglazialen Abschnitten von Profilen des Mittellandes fehlt.

Eine Einstufung in ein mittelwürmzeitliches Interstadial dürfte ebenfalls auszuschliessen sein. Zwar sind unsere Kenntnisse über die vegetationsgeschichtliche Entwicklung im Mittelwürm noch sehr lückenhaft. Immerhin darf festgehalten werden, dass in keinem der bisher untersuchten mittelwürmzeitlichen Interstadiale derart hohe *Picea*-Anteile nachgewiesen worden sind. Es ist ferner darauf hinzuweisen, dass nach Welten (1982) *Picea* im nördlichen Alpenvorland nach 35 000 yr BP nicht mehr aufgetreten ist. Dieser Hinweis deckt sich mit Befunden von Brun & Hanns (1998) sowie von Peschke (2000).

Zur Einstufung verbleiben damit das letzte Interglazial (Riss/Würm) und das Frühwürm. Eine Einstufung des *Picea*-Interstadials (Zonen 3 – 4) in frühe Phasen des letzten Interglazials (Riss/Würm, Eem) kann mit Sicherheit ausgeschlossen werden, weil der *Picea*-Pollen den entsprechenden Abschnitten der vier Referenzprofile weitgehend fehlt. Eine Zuordnung zum Endabschnitt des letzten Interglazials wäre denkbar, waren doch in der Gegend im Zuge der starken Abkühlung vorerst Fichten- und später Föhren-Wälder verbreitet. Gegen eine derartige Einstufung spricht jedoch der ausgeprägte Wechsel von kaltzeitlichen zu boreal-kühl getönten Perioden der Sequenz Galgenmoos. Somit kommen zur Zuordnung nur die Frühwürm-Interstadiale in Frage. Diese These wird gestützt durch den Nachweis von *Picea omoricoides* im Profil Galgenmoos. Der kleine Pollentyp der Serbischen Fichte wurde in allen drei frühwürmzeitlichen Interstadialen der Referenzprofile der Region Gondiswil/Ufhusen in grösserer Zahl nachgewiesen. Grüger (1979) hat ihn sowohl in den frühwürmzeitlichen Interstadialen als auch in den eemzeitlichen Seeto-

nen vom Samerberg festgestellt. Er wurde auch im Profil Gosau nachgewiesen (Burga & Perret 1998).

Zur Einstufung des Fichten-Interstadials vom Galgenmoos kommt wahrscheinlich nur das erste Frühwürm-Interstadial (Huttwil) in Frage (Tab. 1). Es entspricht dem nordwesteuropäischen Frühweichsel-Interstadial Brørup (Behre & Lade 1986). Eine Zuordnung zum zweiten Interstadial (Ufhusen), das dem nordwesteuropäischen Odderade gleichgesetzt wird, scheidet aus, weil das Fichten-Interstadial vom Galgenmoos im Gegensatz zu den Referenzprofilen der Region nur sehr wenige Pollen mesophiler Laubbäume aufweist. Mit grosser Wahrscheinlichkeit ist das zweite Frühwürm-Interstadial im Profil Galgenmoos nicht enthalten. Angesichts der bedeutenden Hiaten erstaunt dies weiter nicht. Das dritte Interstadial, von Welten (1982) als Dürnten-Interstadial bezeichnet, scheidet aufgrund der abweichenden Zusammensetzung der Spektren (*Larix* !) ebenfalls aus.

Das erste sehr lange Frühwürm-Interstadial der Schieferkohlen-Region von Gondiswil/Ufhusen, das in Nordwesteuropa dem Brørup-Interstadial entspricht (Menke & Tynni 1984), ist durch eine rückläufige Phase (Huttwil II) in zwei Thermomere unterteilt. Grüger hat diese Unterteilung bereits 1979 am Profil Samerberg in Oberbayern nachgewiesen. Das erste Thermomer (Huttwil I) war thermisch weniger günstig als das zweite (Huttwil III). Für die Zuordnung des Fichten-Interstadials vom Galgenmoos zum zweiten Thermomer (Huttwil III) sprechen die starke *Picea*-Dominanz, der Nachweis der geschlossenen *Abies*-Kurve und auch die sprunghafte Zunahme der *Pinus*-Werte am Ende des Thermomers. Als weiteres Argument kann das Einsetzen der kompakten Torfablagerung angeführt werden, die sich in der Glühverlustkurve deutlich abhebt. In der Region Gondiswil/Ufhusen setzte die Ablagerung des oberen Schieferkohlen-Hauptflözes an allen drei untersuchten Lokalitäten im Verlaufe des Huttwil III-Thermomers ein. Offensichtlich haben in dieser Periode in der Region klimatische Verhältnisse vorgeherrscht, die zur Torfablagerung besonders günstig gewesen sind (Wegmüller 1992, 1997). Die Pionierphase in Pollenzone 2 stellt wahrscheinlich einen Ausschnitt aus Huttwil I (H I) oder Huttwil II (H II) dar. Es ist nicht auszuschliessen, dass sowohl am Beginn als auch am Ende dieser Zone je ein Hiatus vorliegt. Die Kaltphase von Zone 1 dürfte am ehesten einem Abschnitt des ersten frühwürmzeitlichen Stadials (Seilern) entsprechen.

Das Föhren-Interstadial des Profils Galgenmoos (Zone 6)

Ist die zeitliche Zuordnung des untern Interstadials (Fichten-Interstadial) zum Endabschnitt des ersten Frühwürm-Interstadials (Huttwil III) richtig, ist aufgrund der Lagebeziehung das obere Interstadial entweder ins Dürnten-Interstadial oder in eines der mittelwürmzeitlichen Interstadiale einzustufen. Für die Einstufung ins Dürnten-Interstadial spricht die initiale Wiederbewaldungsphase mit *Juniperus*, *Hippophaë* und insbesondere mit *Larix*. Der klar abgehobene *Larix*-Gipfel gilt als kennzeichnendes Merkmal des Dürnten-Interstadials. Unty-

pisch ist nun aber, dass *Picea* während des *Pinus*-Vorstosses nicht zur Dominanz gelangt, sondern auf nur leicht erhöhte Werte kommt. Ob durch erosive Vorgänge Sedimentpakete abgetragen worden sind und dadurch die entsprechende Phase fehlt?

Untypisch ist ebenfalls die markante Zunahme von *Selaginella selaginoides* in Zone 6. Wir wissen allerdings darüber noch wenig. Nach Welten (1982) soll *Selaginella* in mittelwürmzeitlichen Sequenzen mit erhöhten Werten auftreten. Schwierigkeiten bereitet ebenfalls die Einstufung des scharf abgehobenen kaltzeitlichen Stadials von Zone 5, das durch einen markanten Hiatus vom *Pinus*-Interstadial getrennt ist. Das in den Referenzprofilen nachgewiesene, dem Dürnten-Interstadial vorangehende Stadial Bifig reicht in der Intensität nicht an jenes von Zone 5 heran. Es ist allerdings einschränkend darauf hinzuweisen, dass die in Zone 5 untersuchten Spektren sehr pollenarm und daher wohl weniger aussagekräftig sind.

Die biostratigraphische Korrelierung des Föhren-Interstadials des Profils Galgenmoos mit einem der mittelwürmzeitlichen Interstadiale der Profile von Muttten-Signau II und Gosau fällt zufolge Fehlens differenzierender Merkmale zur Zeit schwer. Hinzu kommt, dass es sich beim Profilabschnitt Galgenmoos nur um eine verhältnismässig kurze Sequenz handelt. Welten (1982) unterscheidet im Profil Muttten-Signau II insgesamt vier mittelwürmzeitliche Interstadiale (Pollenprofil 36). Aufgrund von Radiokarbon-Altersbestimmungen korreliert er das zweite mit dem belgischen Moershoofd, das dritte mit Hengelo und das vierte mit Denekamp. Alle vier Interstadiale werden durch *Pinus* dominiert, wobei nach oben steigende Werte zu verzeichnen sind. *Picea* verschwindet nach dem zweiten Interstadial. Das Föhren-Interstadial des Galgenmoos-Profiles könnte biostratigraphisch am ehesten mit dem ersten Mittelwürm-Interstadial der Muttten-Terrasse (Profil Muttten-Signau II, Diagr. 36, 1267 – 1227 cm) korreliert werden, wobei aber bedeutende Unsicherheiten bestehen blieben. So ist z.B. der *Larix*-Vorstoss nur knapp abgehoben. Was das Profil Gosau betrifft (Burga & Perret 1998), ist eine sichere biostratigraphische Korrelierung des Föhren-Interstadials mit einem der nachgewiesenen mittelwürmzeitlichen Interstadiale nicht möglich.

Abschliessend sei Folgendes festgehalten: Aufgrund der palynostratigraphischen Kriterien wird das untere Interstadial (Fichten-Interstadial) des Profils Galgenmoos in den Endabschnitt des ersten Frühwürm-Interstadials (Huttwil III) gestellt, das obere Interstadial (Föhren-Interstadial) entweder ins Dürnten-Interstadial oder in ein frühes Interstadial des Mittelwürm. Die Kaltphase von Zone 7 dürfte dem Mittelwürm zuzuordnen sein.

Bei dieser Diskussion zeigt sich erneut, wie schwierig es ist, kürzere Koniferen-Interstadiale biostratigraphisch einzustufen, worauf schon Grüger (1979, 1996), Welten (1982), Gremmen (1982), Peschke (1983) und auch Brun (1995) hingewiesen haben. Die Schwierigkeiten ergeben sich aus dem Mangel an charakteristischen Merkmalen der Pollensequenzen. Im vorlie-

genden Fall war es von Vorteil, dass zum Vergleich lange Pollensequenzen aus der unmittelbaren Nachbarschaft von Gondiswil/Ufhusen zur Verfügung standen.

Nach Follieri et al. (1998) scheint die palynostratigraphische Gliederung des letzten Früh- und Pleniglazials von Profilen der Vulkanregion von Zentralitalien (Lazio Region) weniger problematisch zu sein. Über den Thermomeren St. Germain I und St. Germain II unterscheiden sie im "Lazio Komplex" des Pleniglazials insgesamt sieben Fluktuationen von Bäumen. Diese Untergliederung wird ermöglicht durch die reiche floristische Diversität infolge der Nähe zu den Refugien und wohl auch durch die gemässigten klimatischen Bedingungen während des Pleniglazials.

4. Lumineszenzdatierungen (FRANK PREUSSER)

4.1 Datierungsproblematik

Die geochronologische Einordnung der Sedimente aus Huttwil-Galgenmoos erfolgt durch kombinierte Lumineszenzdatierungen. Ausführliche Erläuterungen zu den physikalischen Grundlagen der Methode finden sich u.a. bei Aitken (1985, 1998), Duller (1996) und Prescott & Robertson (1997). An dieser Stelle soll kurz auf mögliche Fehlerquellen eingegangen werden, deren Verständnis für die Abschätzung der Zuverlässigkeit der Lumineszenzalter notwendig ist. Für die Sedimente aus dem Profil Huttwil-Galgenmoos ist vor allem zu überprüfen, ob das Lumineszenzsignal vor der Ablagerung vollständig durch Sonnenlicht gebleicht wurde. Nach der Geländeansprache handelt es sich zum Teil um kolluviale Ablagerungen, die in dieser Hinsicht als kritisch betrachtet werden müssen (Wintle et al. 1995). Für unvollständig gebleichte Sedimente ergeben sich bei der Datierung zu hohe Alter. Verschiedene Möglichkeiten, die eine Überprüfung auf unvollständige Bleichung erlauben, sind u.a. von Aitken (1998) und Preusser et al. (2001) diskutiert worden. Für die hier untersuchten Proben wurde der Vergleich von Lumineszenzsignalen mit unterschiedlichem Bleichverhalten herangezogen. Infrarot Stimulierte Lumineszenz (IRSL) ist wesentlich lichtsensitiver als Thermolumineszenz (TL). Das IRSL-Signal wird bei direkter Tageslichtexposition innerhalb weniger Minuten auf Null gestellt, während für die Löschung der lichtsensitiven TL mehrere Stunden benötigt werden. Die zur Rückstellung notwendige Zeit erhöht sich aber auf ein Vielfaches, wenn die Intensität des Sonnenlichtes durch Sedimentpartikel innerhalb der Wassersäule abgeschwächt wird (Ditlefsen 1992). Stimmen die für IRSL und TL ermittelten Alter überein, ist dieses ein deutlicher Hinweis auf eine vollständige Bleichung beider Signale vor der Ablagerung. Gleiche Alter für IRSL und TL können aber auch auftreten, wenn ein Sediment während des Umlagerungsprozesses überhaupt nicht belichtet wird. Dieses ist bei einem Transport in der Nacht oder bei massenhaften Ereignissen wie z. B. Hangrutschungen der Fall. Das ermittelte Lumineszenzalter entspricht in diesem Fall dem Alter des Ausgangssedimentes. Das sedimentäre Umfeld, aus dem die Pro-

Probe	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Feuchte (%)	W_{eff} (%)	D_{kos} (mGy yr ⁻¹)	D_{IRSL} (mGy yr ⁻¹)	D_{TL} (mGy yr ⁻¹)
HUT 1	1,36 ± 0,04	2,75 ± 0,08	9,60 ± 0,29	14,9	15 ± 5	0,15	3,16 ± 0,21	3,28 ± 0,22
HUT 2	1,44 ± 0,04	2,35 ± 0,07	8,82 ± 0,26	14,9	15 ± 5	0,15	2,74 ± 0,18	2,83 ± 0,19
HUT 3	1,67 ± 0,05	2,75 ± 0,08	11,65 ± 0,35	21,1	20 ± 5	0,14	3,38 ± 0,24	3,50 ± 0,25
HUT 4	1,70 ± 0,05	2,74 ± 0,08	11,07 ± 0,33	20,7	20 ± 5	0,14	3,33 ± 0,24	3,47 ± 0,25
HUT 5	1,31 ± 0,04	3,13 ± 0,09	10,13 ± 0,30	38,4	35 ± 5	0,13	2,24 ± 0,20	2,33 ± 0,20
HUT 6	1,61 ± 0,05	2,20 ± 0,07	9,28 ± 0,28	18,2	20 ± 5	0,11	2,92 ± 0,21	3,02 ± 0,22
HUT 7	0,81 ± 0,02	2,29 ± 0,07	6,39 ± 0,19	29,3	30 ± 5	0,10	1,76 ± 0,14	1,83 ± 0,14
HUT 8	1,19 ± 0,04	2,90 ± 0,09	9,17 ± 0,28	26,1	30 ± 5	0,09	2,39 ± 0,19	2,48 ± 0,20
HUT 9	0,84 ± 0,03	3,49 ± 0,10	5,80 ± 0,17	34,6	35 ± 5	0,08	1,87 ± 0,16	1,95 ± 0,16

Tab. 2. Gehalte dosisrelevanter Elemente, gemessene Sedimentfeuchte, benutzte Wassergehalte (W_{eff}), berechnete kosmische Dosisleistung und die resultierende Dosisleistung für Lumineszenzproben aus dem Profil Huttwil-Galgenmoos.

ben stammen, ist daher bei der Interpretation der Alter zu berücksichtigen.

Systematische Unterbestimmungen von IRSL und TL-Altern sind für Proben aus verschiedenen Regionen beschrieben worden (Kronborg & Mejdahl 1989; Duller 1994; Balescu et al. 1997). Diese werden durch Langzeit-Signalverluste (long-term fading) erklärt, die auf einer Instabilität von Teilen des Lumineszenzsignals beruhen (Mejdahl 1988). Dieses Phänomen tritt jedoch nicht generell auf und scheint an bestimmte sedimentäre Liefergebiete gebunden zu sein.

Für das Alpenvorland der Schweiz konnten in bisher zwei Profilen Erfahrungen zur zeitlichen Stabilität der Lumineszenz gesammelt werden. Für Hochflutsedimente aus dem Profil von Gossau ergab sich für den Zeitraum bis 50 000 Jahre vor heute eine sehr gute Übereinstimmung von IRSL-, Radiokarbon- und Uran/Thorium (U/Th)-Datierungen (Preusser 1999a). Im gleichen Profil wurden übereinstimmende Alter von ca. 100 000 Jahren für verschiedene IRSL-Emissionen von polymineralischem Feinkorn und von Kalifeldspat, sowie für optisch stimulierte Lumineszenz von Quarz bestimmt (Preusser 1999b). Dieses wird als Hinweis auf die Stabilität der Lumineszenz angesehen, da für die verschiedenen Mineralen in dieser Hinsicht von unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften auszugehen ist. IRSL-Datierungen an feinkörnigen fluviatilen Sedimenten aus dem Lutherntal ergaben Alter um 100 000 Jahren (Preusser et al. 2001), was mit U/Th-Datierungen der assoziierten Schieferkohlen und der Palynostratigraphie sehr gut übereinstimmt (Küttel 1989, Geyh et al. 1997). Langzeit-Signalverluste konnten somit für das Schweizer Mittelland bisher nicht belegt werden.

4.2 Methodik

Die Datierungen wurden an der polymineralischen Feinkornfraktion durchgeführt. Nach der üblichen chemischen Vorbehandlung der Proben (0,1 N HCL, Na-Oxalat, 30 % H₂O₂) erfolgte die Anreicherung der Fraktion 4 – 11 µm wie von Frechen et al. (1996) beschrieben. Die sukzessive radioaktive Bestrahlung der einzelnen Dosisgruppen erfolgte mittels einer ⁶⁰Co Quelle. Nach dem Bestrahlen wurden die Proben vier Wochen bei Raumtemperatur gelagert und anschliessend 16

Stunden bei 150°C vorgeheizt. Die Messungen erfolgten mit einer Lumineszenzanlage des Risø National Laboratory vom Typ TL-DA-12 (Detektionsfilter: Schott BG-39, Schott GG-400, Corning 7-59). IRSL wurde während eines 60 sekündigem Ausleuchtens mit IR-Dioden aufgezeichnet. Von den gleichen Aliquots wurde darauffolgend die TL gemessen. Von der IRSL wurde das Integral 50 – 60 s als Spätes Leuchten subtrahiert. Hierdurch werden schwer bleichbare Komponenten und Hintergrundrauschen des Photomultipliers aus dem untersuchten Signal entfernt (Aitken & Xie 1992). Das Integral 0 – 25 s wurde bei der IRSL zur Bestimmung der akkumulierten Dosis herangezogen. Der nicht lichtempfindliche Signalanteil der TL wurde durch 16 stündiges Belichten mit einer UV-Lampe (Osram Ultra-Vitalux 300 W) ermittelt. Die akkumulierte Dosis für TL wurde auf Basis des Integrals 300 – 400°C berechnet.

Die Bestimmung der dosisrelevanten radioaktiven Elemente erfolgte mittel hochauflösender Gammaskopmetrie wie von Preusser & Kasper (2001) beschrieben. Bei der Berechnung der Dosisleistung wurde der Porenwassergehalt aufgrund der aktuellen Feuchte abgeschätzt. Eine Effizienz der Alphastrahlung (a-Faktor) von 0,05 für IRSL bzw. von 0,06 für TL wurde, basierend auf entsprechenden Untersuchungen an Proben aus dem Schweizer Alpenvorland (Preusser 1999b), vorausgesetzt. Die kosmische Dosisleistung wurde für die Entnahmetiefe nach Aitken (1985) berechnet. Die einzelnen Parameter der Dosisleistung, die bestimmte akkumulierte Dosis und die resultierenden Lumineszenzalter sind in den Tabellen 2 und 3 zusammengefasst (vgl. auch Fig. 2).

4.3 Diskussion der Ergebnisse

Zur chronostratigraphischen Interpretation werden nur die IRSL-Alter herangezogen. Die Ergebnisse der TL-Datierungen dienen zur Überprüfung auf eine vollständige Bleichung der Lumineszenz vor der Ablagerung. Für die drei Proben aus der Schieferkohle zeigen sich für IRSL und TL innerhalb der Fehlergrenzen keine Altersunterschiede. Da ein Eintrag von vollständig ungebleichtem Material aufgrund des sedimentären Milieus eher auszuschliessen ist, wird von einer vollständigen Bleichung der IRSL ausgegangen. Berücksichtigt man nur

Tab. 3. Ergebnisse der Bestimmung der akkumulierten Dosis (AD) und resultierende IRSL und TL-Alter für Proben aus dem Profil Huttwil-Galgenmoos.

Probe	AD _{IRSL} (Gy)	Alter _{IRSL} (yr)	AD _{TL} (Gy)	Alter _{TL} (yr)
HUT 1	49,7 ± 3,6	15 700 ± 1600	64,2 ± 6,9	19 600 ± 2500
HUT 2	48,2 ± 3,3	17 600 ± 1700	80,3 ± 8,0	28 400 ± 3400
HUT 3	110,8 ± 8,8	32 800 ± 3500	129,0 ± 6,3	36 800 ± 3200
HUT 4	214,1 ± 19,7	64 000 ± 7400	224,8 ± 28,9	64 900 ± 9500
HUT 5	115,0 ± 4,7	51 300 ± 4900	149,7 ± 9,1	64 300 ± 6900
HUT 6	152,3 ± 4,8	52 100 ± 4100	252,0 ± 12,5	83 500 ± 7300
HUT 7	99,0 ± 5,7	56 300 ± 5400	94,3 ± 10,6	51 600 ± 7000
HUT 8	118,7 ± 3,4	49 800 ± 4200	125,3 ± 7,3	50 500 ± 5000
HUT 9	108,8 ± 7,4	58 300 ± 6300	124,4 ± 7,8	63 900 ± 6700

die untere (HUT9) und die obere Probe (HUT7), so wäre die Ablagerung der Schieferkohle in den Zeitraum zwischen 58 300 ± 6300 und 56 300 ± 5400 yr zu stellen. Der positiv verlaufende χ^2 -Test erlaubt jedoch auch eine Mittelung der Alter, wonach sich ein gewichteter Altersmittelwert von 53 600 ± 2900 yr ergibt.

Für die kaltzeitliche Muldenfüllung wurden zwei übereinstimmende IRSL-Alter von 52 100 ± 4100 (HUT6) und 51 300 ± 4900 yr (HUT5) bestimmt. Die entsprechenden TL-Alter sind für die untere Probe deutlich, für die mittlere Probe geringfügig höher. Die TL ist anscheinend nicht vollständig vor der Ablagerung gebleicht worden. Das gute Übereinstimmen der beiden IRSL-Alter und das nur gering höhere TL-Alter der Probe HUT5 implizieren eine Nullstellung der IRSL. Für die Probe HUT4 wurde ein deutlich höheres IRSL-Alter als für die unteren Proben ermittelt. Hier wird von einem Eintrag von vollständig ungebleichten Material ausgegangen, weshalb diese Probe bei der chronstratigraphischen Interpretation nicht berücksichtigt wird. Die Proben aus den Hangfussablagerungen zeigen eine Abnahme der IRSL-Alter vom Liegenden (32 800 ± 3500 yr, HUT3) zum Hangendem (15 700 ± 1600 yr, HUT1). Die geringen Unterschiede zwischen den IRSL und TL-Altern, sowie die vorhandene Konsistenz der Altersabfolge werden als Beleg für die Nullstellung der IRSL gewertet.

5. Vergleich der Ergebnisse und Schlussfolgerungen

(F. PREUSSER, S. WEGMÜLLER)

Die rein mineralische Sedimentation setzte nach den IRSL-Datierungen bei ca. 52 000 Jahren ein und beendete das Aufwachsen der Torfe. Die Muldenfüllung und die Hangfussablagerungen werden als kaltzeitliche Bildungen interpretiert. Der oberste Teil der Abfolge korreliert mit dem Übergang vom Maximum der letzten Vereisung in das einsetzende Spätglazial. Grossräumige Hangumlagerungen aus diesem Zeitabschnitt sind z.B. aus dem Donautal bei Ingolstadt bekannt (Fiebig & Preusser 2001). Diese massiven Umlagerungsprozesse werden durch das Auftauen des Permafrostes an zu dieser Zeit

vegetationsfreien Hängen erklärt. Das im oberen Teil mit Wasser gesättigte Sediment gerät ins Fliessen und wird am Hangfuss abgelagert. Ein ähnlicher Prozess könnte für die Bildung der siltig-sandigen Ablagerungen von Huttwil-Galgenmoos verantwortlich sein.

Für den Torfkomplex des Profils Galgenmoos wurden IRSL-Alter zwischen 50 000 und 60 000 Jahren bestimmt. Folgt man den Datierungen, müsste die gesamte Torflage in den Übergangsbereich vom Frühwürm (= Marines Isotopen Stadium (MIS) 5–4) zum Mittelwürm (MIS 3) gestellt werden. Die an zwei Proben von der Basis der Torfe durchgeführten Radiokarbondatierungen erbrachten konventionelle ¹⁴C-Alter von > 50 000 yr BP.

Nach den palynostratigraphischen Befunden dürfte das obere Interstadial des Profils Galgenmoos zeitlich dem frühen Mittelwürm zugeordnet werden. Welten (1982) erhielt für Sedimente im Hangenden des Dürnten Interstadials (Profil Dürnten II) Radiokarbonalter von 55 000 ± 500 yr BP (Anreicherungsdatierung Gr. N.-9865). Für palynostratigraphisch ältere eingestufte Ablagerungen ergaben sich aber auch deutlich jüngere ¹⁴C-Alter. Für das über dem Odderade-Interstadial Nordwesteuropas gelegene Oerel-Interstadial wurden für Proben aus dem Profil Oerel ¹⁴C-Alter von 54 000 – 58 000 yr BP ermittelt, für das Glinde-Interstadial ergaben sich ¹⁴C-Alter von 48 000 – 51 000 yr BP (Behre & Van der Plicht 1992). Wie bereits in Wegmüller (1992) angedeutet, ist eine Korrelierung des im nördlichen Alpenvorland nachgewiesenen Dürnten-Interstadials mit dem Oerel-Interstadial Nordwesteuropas nicht auszuschliessen.

Was das untere Interstadial des Profils Galgenmoos betrifft, liegen die Ergebnisse der palynostratigraphischen Einstufung und der IRSL-Datierungen weit auseinander. Das Fichten-Interstadial wird nach den pollenanalytischen Untersuchungen dem Endabschnitt des 1. Frühwürm-Interstadials zugeordnet, welches mit dem Brørup-Interstadial Nordwesteuropas (ca. 97 000 – 106 000 yr) korreliert wird. Zweifellos liegt zwischen den beiden im Profil Galgenmoos nachgewiesenen Interstadialen ein bedeutender Hiatus. Es ist aber nicht bekannt, wieviel Zeit dieser beinhaltet. Die zunächstliegende Erklärung für diese grosse Diskrepanz könnte darin liegen, dass es sich beim unteren Interstadial um eine jüngere Sequenz handelt, die bisher pollenanalytisch nicht erfasst worden ist. Dem ist entgegen zu halten, dass die drei ausserordentlich langen Profile aus der unmittelbaren Nachbarschaft (Gondiswil/Ufhusen) pollenanalytisch eingehend untersucht worden sind. Sie können unter sich und mit weiteren Profilen des nördlichen Alpenvorlandes wie Samerberg (Grüger 1979), Sulzberg/Baden (Welten 1982) und Mondsee (Drescher-Schneider 2000) palynostratigraphisch ohne Schwierigkeiten korreliert werden. Ob bisher noch unbekannte Frühwürm-Interstadiale existieren, müsste durch Untersuchungen an anderen, möglichst umfassenden Profilen geklärt werden.

An Schieferkohlen des Profils Beerenmösli wurden eine Reihe von U/Th-Datierungen durchgeführt (Geyh & Hennig in Wegmüller 1992). In Übereinstimmung mit den palynostrat-

tigraphischen Befunden konnte das untere Hauptflöz des Profils Beerenmösli aufgrund der U/Th-Datierungen dem Riss/Würm-Interglazial und zugleich der Eem-Warmzeit Nordwesteuropas zugeordnet werden. Die unterste Probe aus dem Übergangsbereich des Seilern-Stadials zum 1. Frühwürm (FW)-Interstadial (Huttwil I, 1. Thermomer) ergab ein U/Th-Alter von $94\,000 \pm 5000$ yr (Geyh et al. 1997), was die Korrelation mit dem Brørup-Interstadial bestätigt. Vier weitere Datierungen aus dem Bereich Huttwil II und III (1. FW-Interstadial), Mühle (2. FW-Stage) und Ufhusen (2. FW-Interstadial) ergaben ein korrigiertes mittleres U/Th-Alter von $45\,000 \pm 5000$ yr (Geyh et al. 1997). Die Proben zeigen keine Hinweise auf offene Systeme, was eine deutliche Unterbestimmung der Alter begründen könnte (Geyh, pers. Mitt.). Falls diese Daten der Realität entsprechen, wäre zu schliessen, dass zwischen dem Ende des 1. FW-Stage (Seilern) bis zur regressiven Phase von Huttwil II ein ca 50 000 Jahre umfassender Hiatus vorliegen müsste. Nach den palynostratigraphischen Befunden ist dies jedoch unwahrscheinlich.

Eine Anreicherungsdatierung (Gr. HN-11094) des Ufhusen-Interstadials (2. FW-Interstadial) von Schieferkohlen des Profils Gondiswil-Seilern ergab ein konventionelles ^{14}C -Alter von $49\,500 \pm 2600$ yr BP (Mook in Wegmüller 1992). Diese Datierung fügt sich zwar in den Rahmen der vier U/Th-Datierungen ein, steht jedoch im Gegensatz zur oben erwähnten ^{14}C -Anreicherungsdatierung des Dürnten-Interstadials (3. FW-Interstadial), die deutlich älter ausgefallen sind.

Für den unteren Teil des Interstadial-Komplexes von Gosau wurden sowohl mit ^{14}C -, IRSL- als auch U/Th-Datierungen Alter von rund 50 000 yr ermittelt (Schlüchter et al. 1987; Geyh & Schlüchter 1998; Preusser 1999 a, b). Die beiden Fichten-Interstadiale, die in diesem Profil identifiziert worden sind (Burga & Perret, 1998), lassen sich palynostratigraphisch aber weder mit den Profilen von Dürnten noch mit den Gondiswil/Ufhusen-Profilen eindeutig korrelieren.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass für den Zeitraum 50 000 – 100 000 yr BP die palynostratigraphischen Befunde mit den Ergebnissen verschiedener Datierungsmethoden nur zum Teil zur Übereinstimmung gebracht werden können. Angesichts dieser Widersprüche wäre es wünschenswert, an mehreren langen, palynostratigraphisch untersuchten Profilen weitere U/Th und IRSL-Datierungen durchzuführen. Auf diesem Weg sollte es möglich werden, auch für den fraglichen Zeitraum eine durch mehrere Methoden gesicherte Chronostratigraphie zu erhalten.

Verdankungen

Die Autoren möchten sich herzlich bei Dr. A. Hormes und Dr. M. Jost-Stauffer für ihre Unterstützung bei den Geländearbeiten bedanken. Die ^{14}C -Datierungen wurden vom Radiokarbonlabor des Physikalischen Instituts der Universität Bern durchgeführt. Die Aufbereitung und Messung der Lumineszenzproben erfolgte am Geologischen Institut der Universität zu Köln. Herrn Prof. Dr. W. Boenigk und Mitarbeitern sei für

die freundliche Unterstützung gedankt. Die radioaktive Bestrahlung der Proben erfolgte am Institut für Nuklearchemie (INAN) der Katholischen Universität Louvain-la-Neuve, Belgien. Unser Dank geht auch an die Firma Minder Blech Tech in Huttwil, die uns jederzeit den Zugang zur Baustelle ermöglicht hat. Herrn Prof. Dr. M. Burri und Herrn Prof. Dr. E. Grüger sei für ihre kritische Durchsicht des Manuskriptes gedankt.

LITERATURVERZEICHNIS

- AITKEN, M.J. 1985: Thermoluminescence dating. 359 S., Academic Press, London.
- 1998: An introduction to optical dating. 267 S., University Press, Oxford.
- AITKEN, M.J. & XIE, J. 1992: Optical dating using infrared diodes: young samples. *Quat. Sci. Rev.* 11, 147–152.
- BALESCU, S., LAMOTHE, M. & LAUTRIDOU, J.-P. 1997: Luminescence evidence for two Middle Pleistocene interglacial events at Tourville, northwestern France. *Boreas* 26, 61–72.
- BEAULIEU, J.-L. & REILLE, M. 1989: A new pollen sequence at La Grande Pile (Vosges, France). In: EUG V, Strasbourg. *TERRA abstracts* 1 (1): 65–66.
- BEHRE, K.-E. & LADE, U. 1986: Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. *Eiszeitalter u. Gegenwart* 36, 11–36.
- BEHRE, K.-E. & VAN DER PLICHT, J. 1992: Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radiocarbon dates from Oerel northern Germany. *Veget. Hist. Archaeobot.* 1, 111–117.
- BRUN, A. 1995: Contribution palynologique à l'étude des sédiments du Pléistocène supérieur de la Cluse d'Annecy (Haute Savoie). *Quaternaire* 6, 3–12.
- BRUN, A. & HANNS, C. 1998: La fiabilité des datations au ^{14}C pour des séquences fini-pléistocènes et les différentes phases de la glaciation wurmienne: l'exemple des Alpes Orientales et leur avant-pays. *Revue de Géographie Alpine* 86, 9–25.
- BURGA, C.A. & PERRET, R. 1998: Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter. 805 S., Ott Verlag Thun.
- DITLEFSEN, C. 1992: Bleaching of K-feldspar in turbid water suspensions: a comparison of photo- and thermoluminescence signals. *Quat. Sci. Rev.* 11, 33–38.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R. 2000: Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riss/Würm-Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee. In: VAN HUSEN, D. (Hrsg.): Klimaentwicklung im Riss/Würm Interglazial (Eem) und Frühwürm (Sauerstoffisotopenstufe 3–6) in den Ostalpen. *Mitt. Komm. Quartärforsch.* 12, 39–92.
- DULLER, G.A.T. 1994: Luminescence dating using feldspars: a test case from southern North Island, New Zealand. *Quat. Sci. Rev.* 13, 423–427.
- 1996: Recent developments in luminescence dating of Quaternary sediments. *Prog. Phys. Geogr.* 20, 127–145.
- EICHER, U. 1990: Der Inkwilersee. Eine vegetationsgeschichtliche Studie. *Jahrb. Oberaarg.* 1990, 83–132.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. 2001: Lumineszenzalter von Quartärablagerungen im Donautal und Tertiärhügelland bei Ingolstadt (Bayern). *Geologica Bavarica* 106, 259–271.
- FOLLIERI, M., GIARDINI, M., MAGRI, D. & SADORI, L. 1998: Palynostratigraphy of the last glacial period in the volcanic region of central Italy. *Quat. Int.*, 47/48, 3–20.
- FRECHEN, M., SCHWEITZER, U. & ZANDER, A. 1996: Improvements in sample preparation for the fine grain technique. *Ancient TL* 14, 15–17.
- GEYH, M.A., HENNIG, G. & OEZEN, D. 1997: U/Th-Datierung interglazialer und interstadialer Niedermoortorfe und Lingite – Stand und Zukunft. *Schrift. Deut. Geol. Ges.* 4, 187–199.
- GEYH, M.A. & SCHLÜCHTER, C. 1998: Zur Kalibration der ^{14}C -Zeitskala vor 22 000 Jahren v.h. *GeoArcheoRhein* 2, 139–149.
- GREMMEN, W.H.E. 1982: Palynological investigations of Late-Pleistocene deposits in southeastern France. *Proefschrift, Rijksuniversiteit te Groningen*.

- GRÜGER, E. 1979: Spättriss, Riss/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. *Geologica Bavarica*, 5–64.
- 1996: Über die Datierung pleistozäner Ablagerungen mit Hilfe von Pollenanalysen. *Eclogae geol. Helv.* 89, 977–990.
- KRONBORG, C. & MEJDAHL, V. 1989: Thermoluminescence dating of Eemian and Early Weichselian deposits from Denmark. *Quat. Int.* 3/4, 93–99.
- KÜTTEL, M. 1989: Jungpleistozän-Stratigraphie der Zentralschweiz. In: Quaternary type sections: Imagination or reality? (Hrsg. ROSE, J. & SCHLÜCHTER, C.), Balkema Rotterdam, 179–191.
- LOTTER, A.F. 1999: Late-glacial and Holocene vegetation history and dynamics as shown by pollen and plant macrofossil analyses in annually laminated sediments from Soppensee, central Switzerland. *Veget. Hist. Archaeobot.* 8, 165–184.
- MEJDAHL, V. 1988: Long-term stability of the TL signal in alkali feldspars. *Quat. Sci. Rev.* 7, 357–360.
- MENKE, B. & TYNNI, R. 1984: Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. *Geol. Jahrb. A* 76, 3–120.
- PESCHKE, P. 1983: Palynologische Untersuchungen interstadialer Schieferkohlen aus dem schwäbisch- oberbayerischen Alpenvorland. *Geologica Bavarica* 84, 69–99.
- 2000: Zur spätpleistozänen Vegetationsentwicklung der Banquette von Barraux (Grésivaudan, französische Nordalpen), mit Beiträgen zur Reliefgenese (C. HANNSS) und Klimarekonstruktion (S. KLOTZ). *Eiszeitalter u. Gegenwart* 50, 1–24.
- PRESCOTT, J.R. & ROBERTSON, G.B. 1997: Sediment dating by luminescence: a review. *Radiation Measurements* 27, 893–922.
- PREUSSER, F. 1999a: Luminescence dating of fluvial sediments and overbank deposits from Gossau, Switzerland: fine grain dating. *Quat. Sci. Rev.* 18, 217–222.
- 1999b: Lumineszenzdatierung fluviatiler Sedimente – Fallbeispiele aus der Schweiz und Norddeutschland. *Kölner Forum für Geologie & Paläontologie* 3, 1–63.
- PREUSSER, F. & KASPER, H.U. 2001: Comparison of dose rate determination using high resolution gamma spectrometry and inductively coupled plasma – mass spectrometry. *Ancient TL* 19, 17–21.
- PREUSSER, F., MÜLLER, B.U. & SCHLÜCHTER, C. 2001: Luminescence dating of sediments from the Luthern valley, central Switzerland, and implications for the chronology of the last glacial cycle. *Quat. Res.* 55, 215–222.
- SCHLÜCHTER, C., MAISCH, M., SUTER, J., FITZE, P., KELLER, W.A., BURGA, C.A. & WYNISTORF, E. 1987: Das Schieferkohlen-Profil von Gossau (Kanton Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. *Vierteljahresschrift Naturforsch. Ges. Zürich* 132, 135–174.
- WEGMÜLLER, S. 1992: Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. *Denkschrift der Schweizer Akademie der Naturwissenschaften.* 102, 1–82.
- 1995: Palynostratigraphische Untersuchungen an letztinterglazialen Schieferkohlen von Schweinbrunnen im nördlichen Napfvorland (Schweizerisches Mittelland). *Eiszeitalter u. Gegenwart* 45, 75–85.
- 1996: Palynostratigraphische Untersuchungen an Ligniten der im nördlichen Napfvorland gelegenen Zeller Schotter (Schweizerisches Mittelland). *Eclogae geol. Helv.* 89, 789–810.
- 1997: Palynostratigraphische Untersuchungen an jungpleistozänen Ablagerungen von Kölliken (Schweizerisches Mittelland). *Eclogae geol. Helv.* 90, 133–141.
- WELTEN, M. 1982: Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngern Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 156, 1–174, mit Diagrammheft (44 Diagramme).
- WINTLE, A.G., LI, S.-H., BOTHA, G.A. & VOGEL, J.C. 1995: Evaluation of luminescence-dating procedures applied to late-Holocene colluvium near St Paul's Mission, Natal, South Africa. *The Holocene* 5, 97–102.
- WOILLARD, G. 1978: Grand Pile peat bog: A continuous pollen record for the last 140'000 years. *Quat. Res.* 9, 1–21.

Manuskript eingegangen 9. Juli 2001

Revidierte Fassung angenommen 17. November 2001