Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Luzern
Band: 29 (1987)

Artikel: Vegetation und Landschaft der Zentralschweiz im Jungpleistozän
Autor: Küttel, Meinrad
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-523727

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 29.12.2025

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

Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Luzern | Band 29 1987

Vegetation und Landschaft der Zentralschweiz im Jungpleistozän

MEINRAD KÜTTEL, ANDRÉ LOTTER

Zusammenfassung

Die Entwicklung der Vegetation und der Landschaft der Zentralschweiz wird anhand zweier gut untersuchter Lokalitäten, nämlich Zell und Rotsee, diskutiert. Die Ergebnisse basieren insbesondere auf Pollenanalysen, die Datierungen auf Uranium/Thorium-Messungen, Tephrochronologie und palynostratigraphischen Korrelationen. Nachgewiesen, respektive bestätigt worden sind das letzte Interglazial (Riss/Würm, korreliert mit Eem), das gesamte Frühwürm (115 ka bis ca. 75 ka BP, eine Folge von Stadialen und Interstadialen), Ausschnitte aus dem Mittelwürm (ca. 75 ka bis 25 ka BP, unbewaldet, mit einem Gletschervorstoss über das Spätwürm-Maximum, d. h. über Staffelbach resp. Killwangen, hinaus) und das Spätwürm (25 ka bis 10 ka BP, ab Bølling bewaldet, im Rotsee Laacher See Tephra). Hingewiesen wird auch auf die bekannten Forschungslücken. Sie betreffen insbesondere das Mittelwürm und den Übergang Mittelwürm/Spätwürm.

Résumé

L'évolution de la végétation et du paysage de la Suisse Centrale est discutée à l'exemple de deux localités desquelles des recherches approfondies ont été faites, à savoir Zell et Rotsee. Les résultats obtenus se basent en particulier sur des analyses de pollen, la datation sur des mesurages d'Uranium/Thorium, Téphrochronologie et des corrélations palynostratigraphiques. L'étude prouve ou confirme la dernière période interglaciaire (Riss/Würm en corrélation avec Eem), le Würm ancien complet (115 ka jusqu'à environ 75 ka BP, une séquence de stadieux et d'interstadieux), des parties du Würm moyen (environ 75 ka jusqu'à 25 ka BP, sans forêts, avec des extensions de glaciers qui s'étendent au-delà du Maximum Würm récent, c'est-à-dire au-delà de Staffelbach et Killwangen) et le Würm récent (25 ka jusqu'à 10 ka BP, avec forêts à partir de Bølling, dans le Rotsee Laacher See Tephra). On montre aussi les lacunes connues de la recherche. Elle concernent en particulier le Würm moyen et la transition entre le Würm moyen au Würm récent.

Abstract

The paper discusses the development of the vegetation and landscape of Central Switzerland. It is based on intensive research namely in Zell and Rotsee. The results were obtained from pollen analysis and dated using Uranium/Thorium measurements, tephrochronology and palynostratigraphic correlations. The paper proves or confirms the Last Interglacial (Rissian/Würmian, correlated with the Eemian), the complete Early Würmian (115 ka – about 75 ka BP, a sequence of

stadials and interstadials), parts of the Middle Würmian (about 75 ka – 25 ka BP, no forests, glacial advance which extends beyond the Late Würmian Maximum = Staffelbach and Killwangen respectively) and the Late Würmian (25 ka – 10 ka BP, forested from the Bølling, in the Rotsee Laacher See Tephra). Reference is made to where further research is necessary: This is specially so in the Middle Würmian and in transition between Middle and Late Würmian.

1. Einleitung

Eine Landschaft verändert sich stets. Sie ist dynamisch und nicht statisch. Die Ursachen für Veränderungen sind verschieden. Einige Veränderungen sind menschengemacht, andere aber natürlich. Eine derartige Entwicklung, die wahrscheinlich sekundär durch das Klima, resp. seine Änderungen, und primär durch die Stellung der Erdachse gegenüber der Sonne gesteuert wird, soll in dieser Arbeit vorgestellt werden. Wir konzentrieren uns dabei auf die Geschichte der Zentralschweiz im Laufe des letzten Interglazials und des letzten Glazials, also des Jungpleistozäns; berührt wird aber auch noch der Übergang in das jetzige Interglazial, das Holozän. Das bedeutet den zeitlichen Rahmen von etwa 125 ka vor heute (BP) bis etwa 8 ka BP.

Wir möchten beispielhaft zwei intensiv untersuchte Lokalitäten vorstellen, nämlich Zell und Rotsee (Abb. 1), die nicht nur lokal gültige Züge aufweisen, sondern durchaus auch für einen grösseren geographischen Raum Zutreffendes aufzeigen.

2. Naturräumliche Übersicht

2.1 Geologie

Die Zentralschweiz ist südlich durch den Alpenhauptkamm im Gotthardgebiet begrenzt und reicht nördlich weit ins Alpenvorland, ins schweizerische Mittelland hinaus; somit umfasst die präquartäre Unterlage zwei Zentralmassive (Gotthard-Massiv durch die Urserenmulde vom Aaremassiv getrennt). Nördlich davon schliessen sich die Innerschweizer Kalkalpen an, die weitgehend von den helvetischen Decken aufgebaut werden. Der südliche Bereich des Molassetroges ist in die Alpenfaltung miteinbezogen (subalpine Molasse, dazu gehört z. B. die Rigi, aber ohne Gersauerstock), während der nördliche Teil tektonisch nur noch wenig beansprucht wurde. Bezüglich der quartären Geologie sei auf Hantke (1978, 1980, 1983), Läuppi (1983) und Renner (1982) verwiesen.

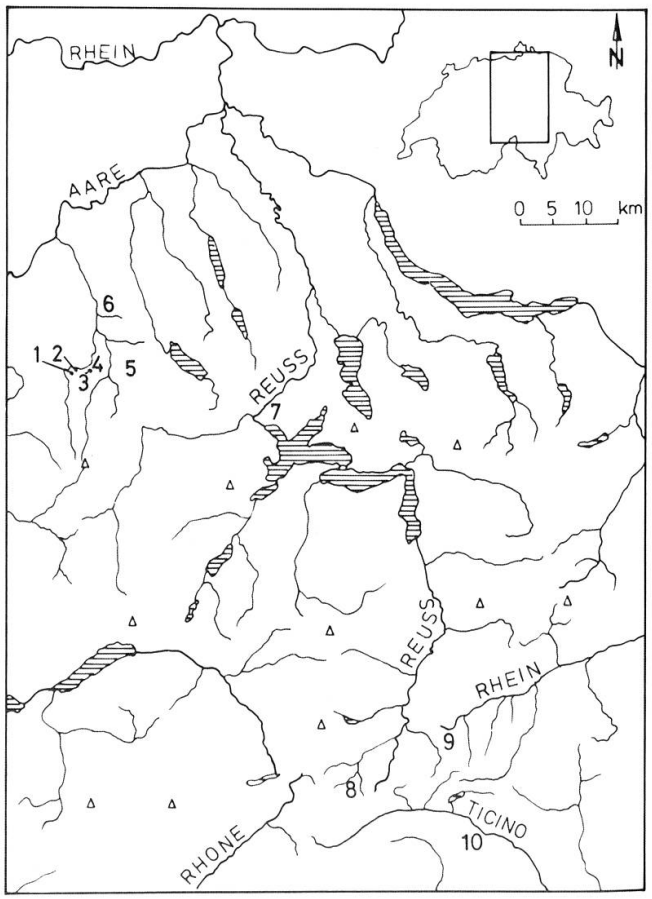

Abb. 1: Geographische Übersicht. 1 Zell, 2 Briseck, 3 Ausserstalden, 4 Gettnau, Ettiswil, Alberswil, 5 Wyher, 6 Uffikon, 7 Rotsee, 8 Höhenbiel, 9 Plidutscha, 10 Bedrina.

2.2 Klima und Vegetation

Über die klimatischen Verhältnisse orientieren die Abb. 2 und 2a. Anmerkenswert ist folgendes: Der Jahresniederschlag nimmt vom Mittelland gegen die Alpen hin zu. Die Niederschlagsmaxima fallen auf der Alpennordseite vor allem im Hochsommer. Das engere Gotthardgebiet weicht davon ab. Hier ist aufgrund insubrischen Einflusses die Niederschlagsverteilung übers Jahr hinweg gleichmässiger, und das ausgeprägte Hochsommermaximum geht zugunsten eines Spätherbstmaximums zurück.

Eine zusammenfassende Darstellung der Vegetation der Zentralschweiz fehlt. Aus pollenanalytischer Sicht sind in erster Linie die Wälder von Bedeutung, wobei die potentiellen natürlichen Verhältnisse dargestellt werden sollen.

Im Mittelland stockt in den tiefern Lagen der collinen Stufe ein Eichen-Hainbuchen-Mischwald, z. B. im untern Seetal (s. KLÖTZLI 1968, STAMM 1938). Das Gebiet westlich davon liegt am Rand oder bereits ausserhalb des heutigen Hainbuchenareals. Dort ist aufgrund der klimatischen Rahmenbedingungen die Rotbuche mit ihren verschiedenen Gesellschaften den andern Baumarten überlegen. In der montanen Stufe (600 bis ca. 1200 m) bilden sich Mischwälder aus Rotbuchen und Weisstannen (Abieti-Fagetum typicum). Im eigentlich montanen Bereich herrschen Assoziationen aus dem Verband Picea-Abietion. Gegen die subalpine Stufe wird der Fichtenanteil grösser. Die Buchenwaldarten nehmen ab, und Arten der Nadelwälder werden verbreiteter.

Im Voralpengebiet bilden Fichtenwälder normalerweise auf etwa 1800 bis 1900 m die Waldgrenze. Ausnahmen, nämlich die Bergföhre als Waldgrenzbaum, kommen im Grenzgebiet Obwalden/Luzern vor (AREGGER 1950, s. dazu auch LÜDI 1945, 1962, SCHWEINGRUBER 1972). Im Reusstal sind die Verhältnisse etwas anders. Über dem subalpinen Fichtenwald folgt ein Lärchen-Arvenwald, von dem heute insgesamt jedoch nur noch kümmerliche Reste vorhanden sind (RIKLI 1909, HAGER 1916, OECHSLIN 1927, ZOLLER et al. 1966, RENNER et al. 1982). Im Gotthardgebiet würde die Waldgrenze auf etwa 2000 m liegen. Erwähnenswert sind ausserdem die Föhrenwälder am Ausgang der Föhntäler (vgl. SCHWEINGRUBER 1973, SCHMID 1930, 1936), die Lindenmischwälder mit dem Turiner Waldmeister (TREPP 1947, SCHMID 1930) und die Reste der alten Kastanienkulturen am Zuger- und Vierwaldstättersee; darüber hat schon ENGLER (1900) berichtet.

3. *Ältere pollenanalytische Literatur*

Der Stand der pollenanalytischen Forschung in der Schweiz wurde unlängst dargestellt (WELTEN 1982a, 1982b, LANG 1985). Hier soll auf die Arbeiten hingewiesen werden, die unser Arbeitsgebiet räumlich und zeitlich betreffen.

LÜDI (1953) hat Profile vom vorher schon bekannten (KAUFMANN 1860) Schieferkohlegebiet Gondiswil–Zell untersucht, überdies auch Proben aus einer Schieferkohle bei Küssnacht (Kt. Schwyz). MÜLLER (1950) analysierte ein Profil aus einer Mulde mit stratigraphisch interessanter Position bei Weiherbach, Kt. Luzern. Das Profil wurde mehrmals umgedeutet (LÜDI 1950, WELTEN 1978, 1982a), ist aber immer noch nicht klar. Die folgenden Arbeiten stammen alle aus der Pionierzeit der Pollenanalyse und dürfen nicht mit heutigen Ansprüchen beurteilt werden (HÄRRI 1940, Wauwilermoos, 1945, Baldeggersee, MÜLLER 1949, Pilatusmoore). Nur sehr bedingt auswertbar ist die Arbeit von MÜLLER (1966). Die darin angegebene Waldzeitentabelle (S. 22) ist mit vielen Fehlern behaftet, denn sie fusst auf unzulänglichen stratigraphischen und pollenanalytisch-methodischen Voraussetzungen. In jüngerer Zeit sind wenige Arbeiten erschienen (LÜDI u. STUDER 1959, Zug-Sumpf, AMMANN 1979, Zugerseebecken, WELTEN 1982a, Knonaueramt-Steinhusen, KÜTTEL 1982a, Stadt Luzern, WELTEN & MARKGRAF in SCHINDLER 1972. Langlaui-Tunnel, Urner-Reusstal, GRONER 1985, Hölloch).

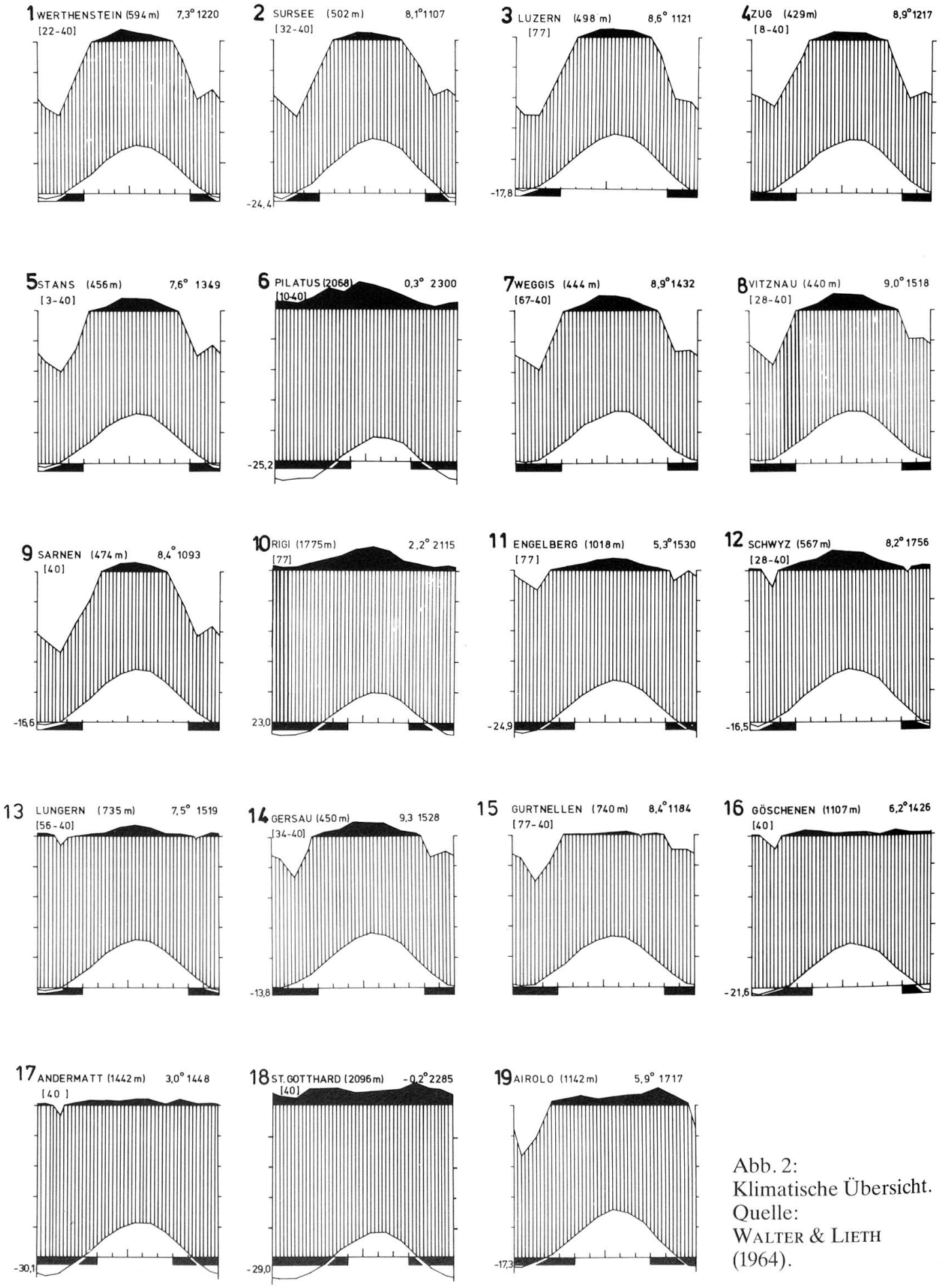

Abb. 2:
Klimatische Übersicht.
Quelle:
WALTER & LIETH
(1964).

4. Methodische Hinweise

4.1 Geländearbeiten: siehe die Anmerkungen bei der Darstellung der Lokalitäten.

4.2 Laborarbeiten

4.2.1 Pollenaufbereitung: Diese ist in Abb. 3 dargestellt.

4.2.2 Sauerstoffisotopenanalysen: Die Messung der Isotopenverhältnisse wurde nach einer von SIEGENTHALER & EICHER (1986) beschriebenen Methode mittels Massenspektrometer an CO_2-Gas am Physikalischen Institut der Universität Bern vorgenommen. Die Isotopenwerte wurden als relative Abweichungen(δ) in ‰ zum PDB-Standard (CRAIG, 1957) berechnet. Allgemein gilt für Süsswasserkarbonate: Höhere $\delta^{18}0$-Werte der Seekreide entsprechen höheren Temperaturen. Trotz verschiedener Versuche scheint es bisher nicht möglich, die gemessenen $\delta^{18}0$-Werte in Gradangaben umzurechnen, so dass die $\delta^{18}0$-Kurve vor allem den generellen Verlauf der Paläotemperatur widerspiegelt.

4.2.3 Uranium-Thorium-Datierungen: Sie wurden am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover verdankenswerterweise von Herrn Prof. M. A. Geyh und Herrn Dr. G. Hennig durchgeführt. Bei den hier angegebenen Daten handelt es sich um korrigierte Werte. Bezüglich des theoretischen Hintergrundes und der Korrekturen siehe VOGEL & KRONFELD (1980), WIJK et al. (1987), GEYH & HENNIG (in Vorb.) sowie KÜTTEL (1987), wo die vollständigen Analysen kommentiert dargestellt sind.

4.2.4 Pollendiagramme: In die Pollendiagramme sind nur die wichtigsten Typen aufgenommen worden. Sie sind also stark vereinfacht und wurden in Pollen Assemblage Zonen gegliedert (PAZ). Diese verstehen sich als biostratigraphische Einheiten, d. h. Sedimentkörper, die allein aufgrund einheitlicher Pollenzusammensetzungen ausgeschieden wurden. Eine ökologische oder klimatische Interpretation ist nicht enthalten (vgl. CUSHING 1967, HEDBERG 1972, BIRKS

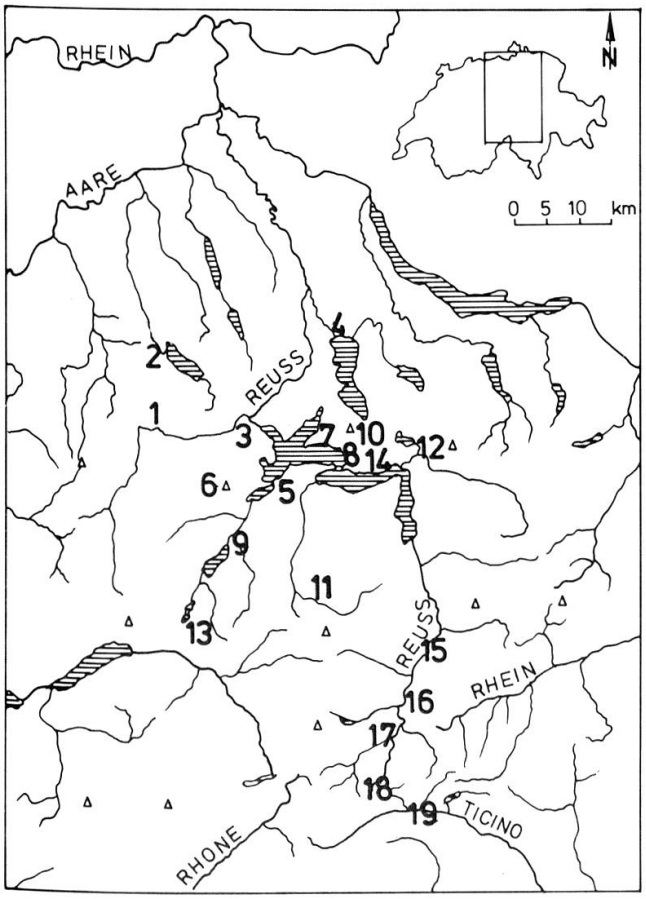

Abb. 2a: Klimatische Übersicht, Standorte der einzelnen Messstationen.

Tab. 1: Gliederung des Jungpleistozäns der Zentralschweiz

HOLOZÄN					10ka BP
PLEISTOZÄN	JUNGPLEISTOZÄN	WÜRM	SPÄTWÜRM (JUNGWÜRM)	Jüngere Dryas Allerød Bølling Älteste Dryas	13ka
				Hochwürm (Hochglazial)	? 16 ka ? 25ka
			MITTELWÜRM	Wyher II Wyher I Rusa	? 75ka
			FRÜHWÜRM (ALTWÜRM)	Dürnten Hüswil Rot Zell II Lehn Zell I Baren	115ka
		RISS/WÜRM		Gondiswil	125ka
		RISS			

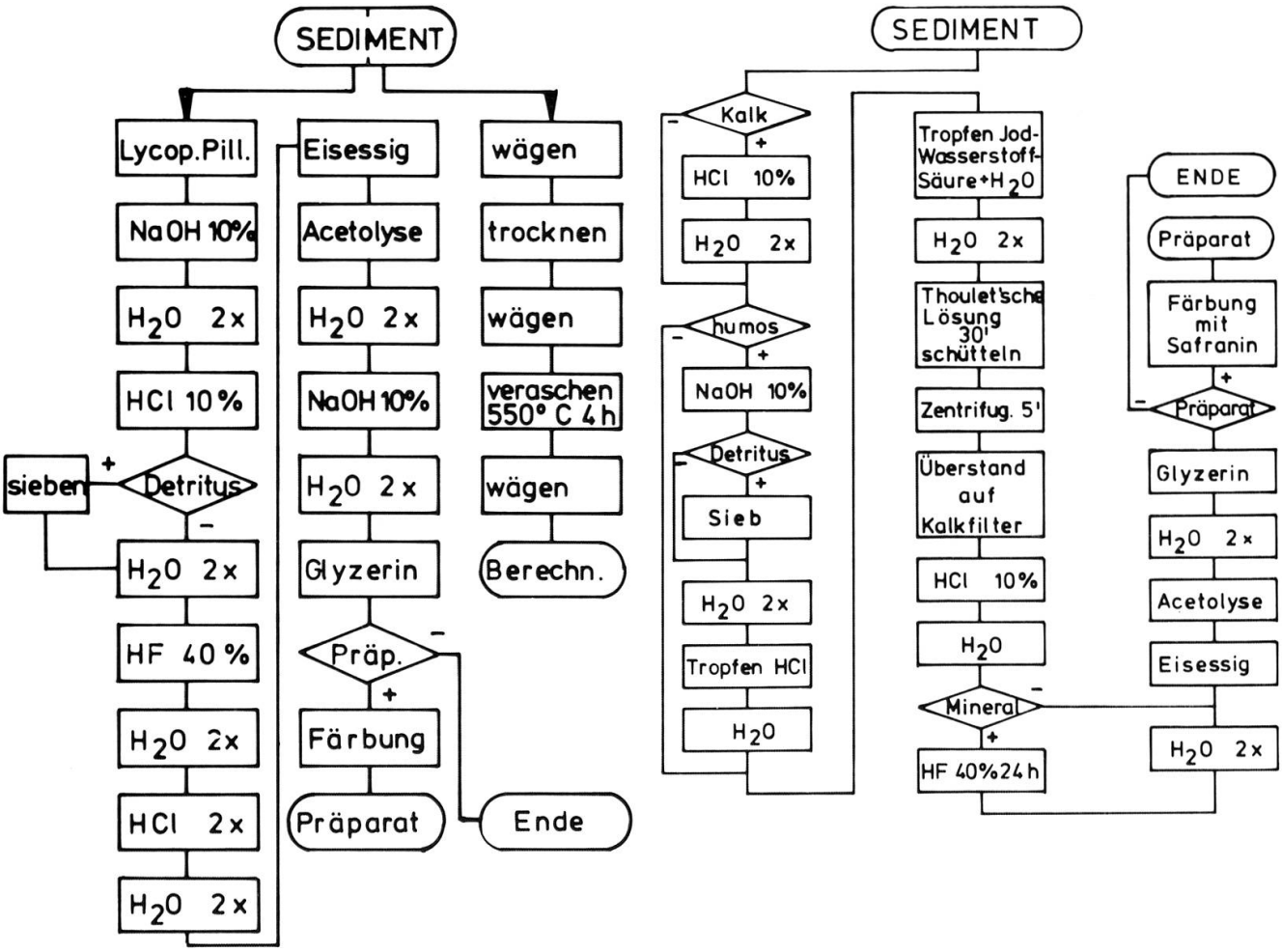

Abb. 3: Pollenaufbereitung. a) Aufbereitung ohne Schweretrennung. Beim Profil Rotsee wurde anstelle NaOH KOH verwendet und die HF-Behandlung mit heisser Flusssäure durchgeführt. b) Aufbereitung mit Schweretrennung.

1973). Das chronostratigraphische Gerüst (Tab. 1) geht auf die Arbeiten insbesondere von MANGERUD et al. (1974), KÜTTEL (1982, 1983, 1984, 1987), WEGMÜLLER (1982), WELTEN (1982 a, b) und CHALINE & JERZ (1984) zurück. Der Unterschied zwischen der Spätglazial-Gliederung von MANGERUD et al. (1974) und WELTEN (1982 b) besteht darin, dass WELTEN die Ältere Dryas (DR II) aufgrund einer Nicht-Erkennbarkeit in den Diagrammen eliminierte. Sollte sich auch in Zukunft nachweisen lassen, dass zwischen 12 ka BP und 11.8 ka BP kein Klimarückschlag stattgefunden hat, ist es natürlich durchaus gerechtfertigt, diese 200 Jahre dem Allerød zuzuschlagen. Die Signaturen sind in Abb. 4 erläutert.

Abb. 4: Erläuterungen der Signaturen.

5. *Hauptlokalitäten*

5.1 Zell

5.1.1 Einleitung

Zell liegt auf etwa 600 m ü. M. im Luzerner Hinterland im Tal der Luthern, die am Napf entspringt. Aufgrund der Höhenlage besteht die potentielle natürliche Vegetation aus Buchenwäldern mit beigemischten

Weisstannen. Wegen der forstlichen Interessen sind jedoch Fichtenwälder tonangebend. Zell liegt ausserhalb des Hainbuchenareals. Im Untergrund steht Molasse an. Sie tritt stellenweise auch an die Oberfläche. Im wesentlichen handelt es sich um Napfnagelfluh und Sandsteine. An den Talhängen des mittleren Luthernlaufes zwischen Ufhusen und Gettnau, im übrigen ausserhalb der Hochwürmvereisung, sind der Molasse

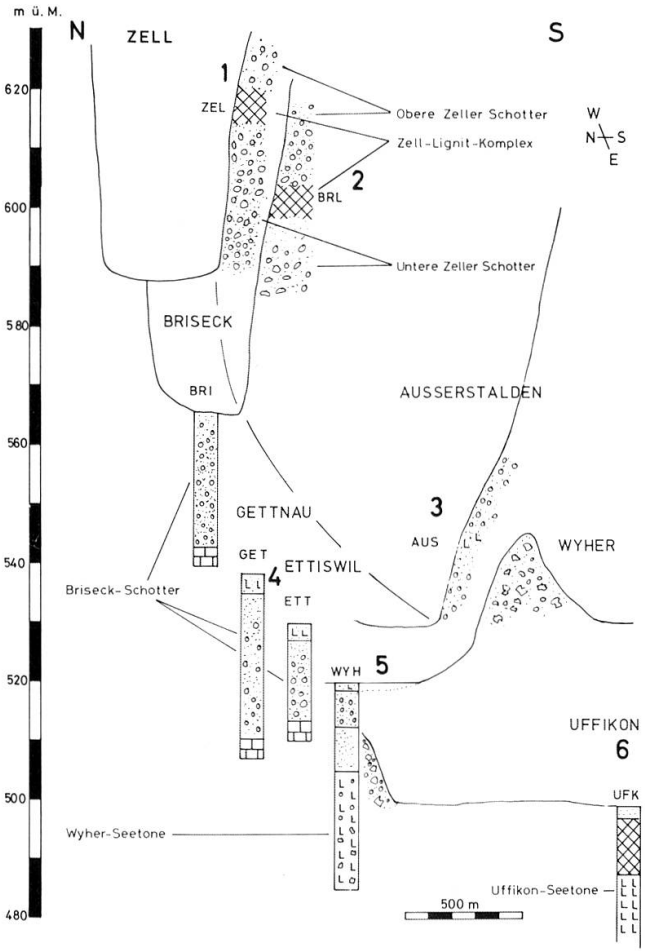

Abb. 5: Schematische Darstellung der Lagebeziehungen verschiedener Profile untereinander und zu den Maximalmoränen des Spätwürms. Die West-Ost-Anordnung ist nicht massstabsgetreu. Die Punkte 1 und 2 zeigen Talquerschnitte bei Zell, resp. bei Briseck; Ausserstalden (3) befindet sich am Ausgang des Lutherntals zur Ebene Gettnau–Ettiswil (Randbereich des Mittelwürm-Vorstosses); 4 zeigt die lithologische Abfolge im heutigen Talboden dieser Ebene; das Profil Wyher (5) liegt im Sandrbereich der äussersten Spätwürm-Moränen im Rottal und das Profil Uffikon im Zungenbecken des Spätwürm-Maximums zwischen Uffikon und Dagmersellen.

30–40 m über den heutigen Talboden hinaus Schotter angelagert (FREY 1907). Diese Schotter lassen sich bis hinter Luthernbad verfolgen. Auch der Talboden ist von Schottern erfüllt (Briseck-Schotter nach KÜTTEL 1983). Seit ERNI et al. (1943) wird die Gesamtheit der Schotter, die derselben Terrasse angehören wie die Schotter der Kiesgrube Meier in Zell, als Zeller Schotter bezeichnet. Die Zeller Schotter, genauer ein Teil davon (KÜTTEL 1983), unterlagern das Schieferkohlegebiet von Gondiswil (GERBER et al. 1923). Von Bedeutung ist nun, dass sich inmitten der Zeller Schotter auf etwa 600 bis 640 m ü. M., abhängig von der Lage entlang der Talachse (Abb. 5), feinkörnige und auch organogene Sedimente finden mit einer Mächtigkeit von wenigen Dezimetern bis zu maximal etwa 8 m. Darüber hinaus wurde an einer Stelle im Ostteil der Kiesgrube Meier in Zell Kalksinter gefunden, der, übernimmt man die heutigen klimatischen Bildungsbedingungen, nur interglazialer Natur sein kann. Zur Genese der Schotter wurde verschiedentlich publiziert (so HANTKE 1968 und zuletzt KÜTTEL 1987). Im folgenden sollen die Ergebnisse, die an Profilen der Kiesgrube Meier in Zell im Laufe der letzten 10 Jahre gewonnen wurden, in geraffter Form dargestellt werden. Die pollenanalytisch untersuchten Serien entstammen Stichwänden, die zu unterschiedlichen Zeiten aufgeschlossen waren, abhängig vom Verlauf des Kiesabbaues.

Die Hauptelemente der Schichtfolge (Abb. 6) sind von oben nach unten:

E feinkörnige Deckschicht (lössähnliches Sediment, aufgrund von Korngrössenanalysen an einem Profil der Zeller Allmend, jedoch kein eigentlicher Löss, sondern siltiger Sand).

D Obere Zeller Schotter (sandiger Kies mit Sandlagen).

C Zell-Lignit-Komplex (Flachwasserablagerungen mit Verlandungsfolgen, unterbrochen von siltig-sandigen Schichten, teilweise auch kiesige. Bemerkenswert sind im obersten Teil vulkanische Gläser, Best. DR. BLEICH).

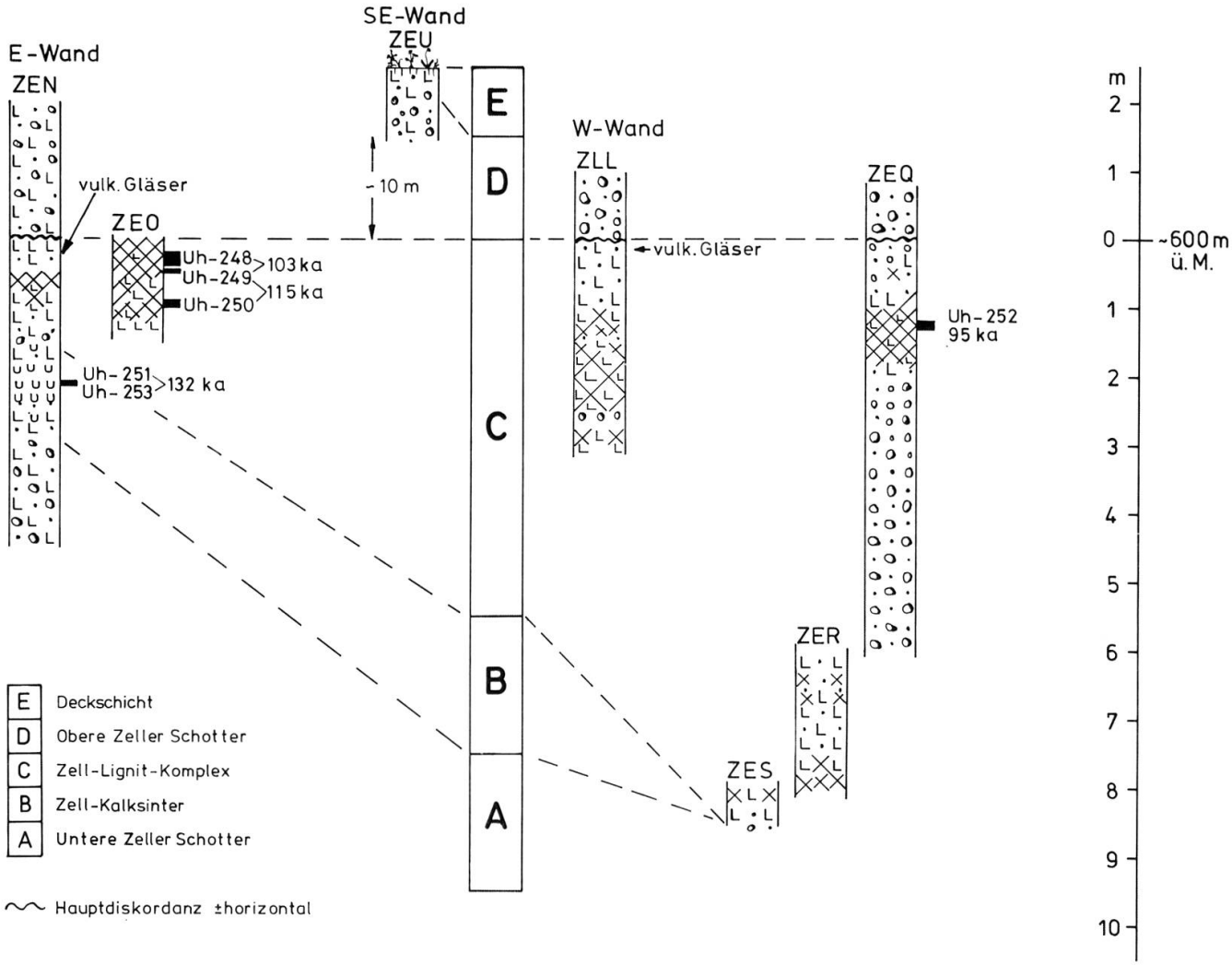

Abb. 6: Schematisierte, synthetische Darstellung der Schichtfolge in der Kiesgrube Meier, Zell. Die ausgewählten Profile waren zu unterschiedlichen Zeiten aufgeschlossen. ZLL ist ein Parallelprofil zu dem im Text beschriebenen ZEL (Distanz 5 m) und wurde 1980 aufgenommen. Beide liegen ca. 50 m NE von ZEQ. ZER ist gegenüber ZEQ 20 m und ZES gegenüber ZER 4 m nach E versetzt (Aufnahmen 1984). Die Distanz ZEN-ZEQ beträgt etwa 300 m. ZEN und ZEO sind etwa 5 m voneinander entfernt und liegen im E-Teil der Grube. Die Profile sind entweder abgebaut oder nicht mehr zugänglich, ausser ZEU, ein Profil aus der Deckschicht der Oberen Zeller Schotter an der SE-Wand der Kiesgrube. Eingetragen sind die korrigierten Uran/Thorium-Daten in ka (= 1000 Jahre) und die Lagen vulkanischer Gläser.

B Zell-Kalksinter (Kalksinter in siltig-sandigen Ablagerungen).

A Untere Zeller Schotter (sandiger Kies, z. T. stark verbacken).

Die Unteren und die Oberen Zeller Schotter werden als Stauschotter aufgefasst, wobei die Höhenlage der Erosionsbasis am Talausgang zwischen Gettnau und Ettiswil regulierend wirkte (vgl. dazu FREY 1907, HANTKE 1968, 1978, 1980, KÜTTEL 1987).

5.1.2 Pollenanalysen

Stellvertretend werden die Ergebnisse der Profile Zell ZEN und ZEL genauer dargestellt (s. Abb. 7 u. 8, Tab. 2 u. 3). Das Diagramm Zell ZEN bereitet aber insofern Schwierigkeiten, als pollenreiche Abschnitte mit pollenarmen wechseln. Aus diesem Grunde wurden nur die Abschnitte 5–8 als eigentliche PAZ definiert.

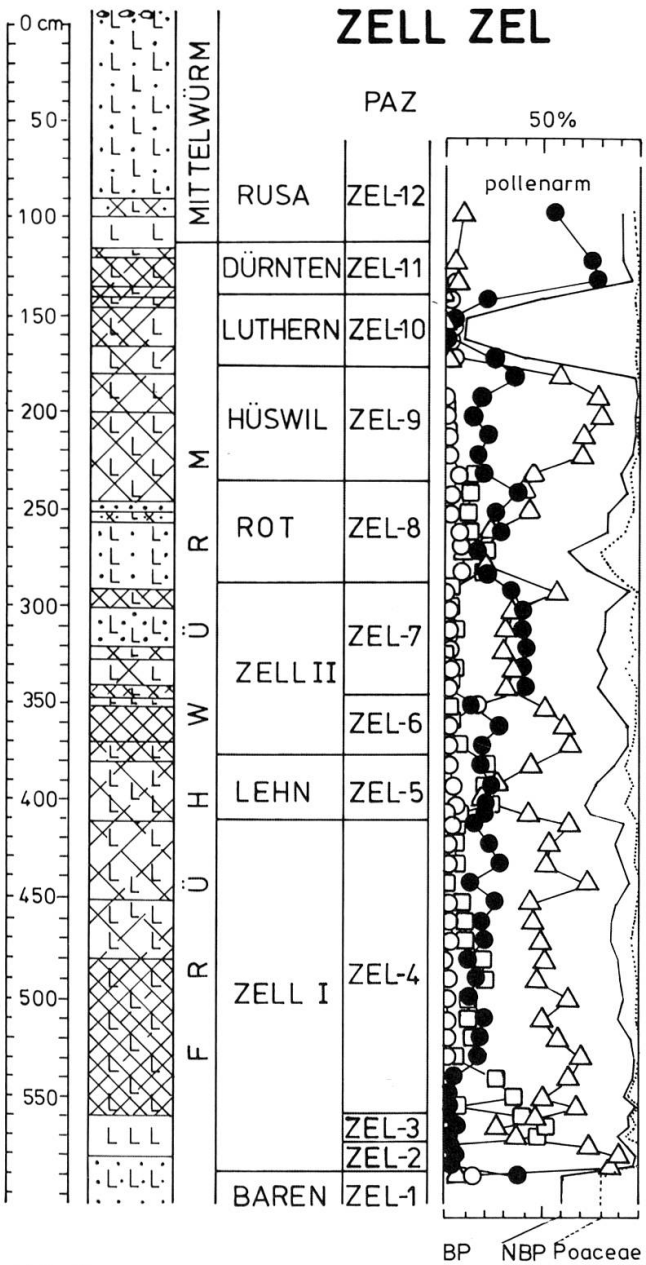

Abb. 7:
Vereinfachtes Pollendiagramm Zell ZEL.

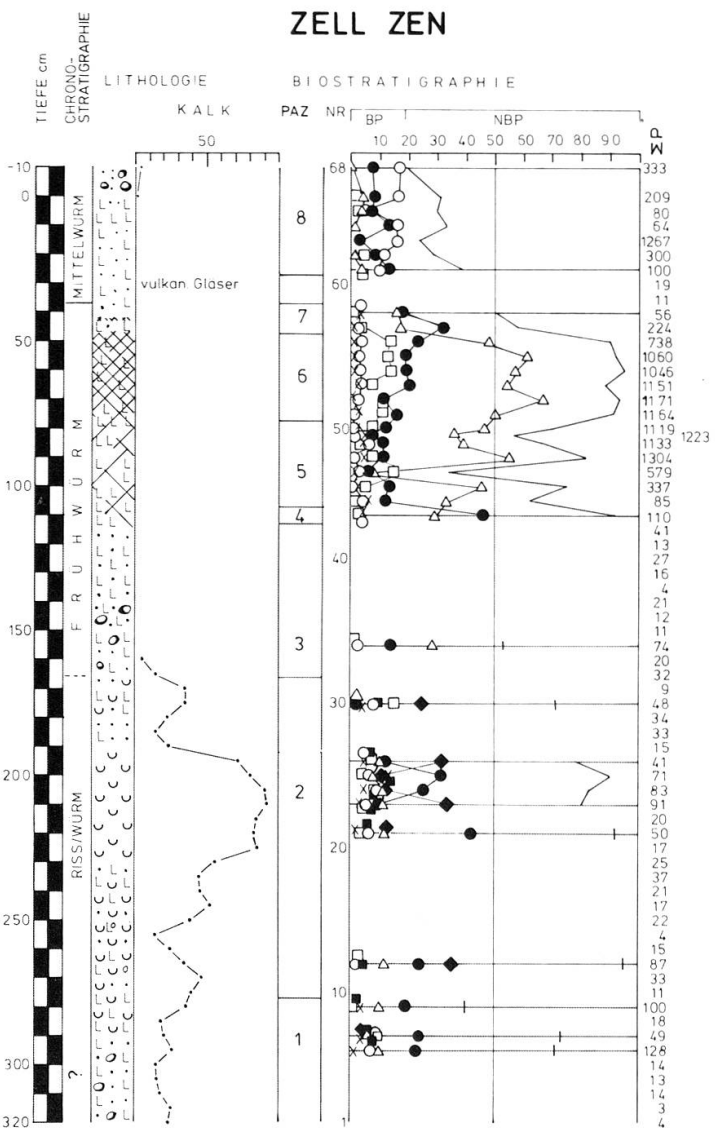

Abb. 8:
Vereinfachtes Pollendiagramm Zell ZEN.
BP = Baumpollen NBP = Nichtbaumpollen

5.1.3 Vegetationskundlich-klimatische Deutung des Profils Zell ZEL

Zwei Hauptfragen interessieren in diesem Themenkreis. Erstens wie sah die Vegetation aus, die nur noch in ihrem Pollenbild (Pollenspektren) überliefert ist. Zweitens, welches sind die Veränderungen gegenüber der heutigen potentiellen natürlichen Vegetation. Aus der Tabelle 4 kann eine Gliederung in relativ wärmere (Thermomere) und relativ kältere (Kryomere) Abschnitte entnommen werden. Zudem sind die Chronozonen und eine vereinfachte vegetationskundliche Interpretation angegeben.

Die Thermomere zeigen somit eine Vegetation, die am ehesten obermontansubalpinen Nadelwäldern entspricht. Mesophile Laubwälder sind auch in den thermisch günstigsten Abschnitten nicht auszumachen. Anders ausgedrückt, im Vergleich zu heute handelt es sich bei den Thermomeren um Interstadiale und bei den dazwischen liegenden Kryomeren um Stadiale. Interessant erscheint, dass die Interstadiale gegen oben

Tab. 2: Profil Zell ZEL: Pollen-Assemblage-Zonen

ZEL-12	Pinus-Betula-Corylus-Zone. Sekundärpollengemisch.
ZEL-11	Pinus-Zone. Rückgang des NBP und Anstieg von Pinus.
ZEL-10	Artemisia-Chenopodiaceae-Ephedra-Cyperaceae-Zone. BP unter 20%.
ZEL- 9	Picea-Pinus-Zone. Picea dominiert, Pinus zwischen 20 und 30%. Abies nur vereinzelt.
ZEL- 8	Pinus-Picea-Alnus-Betula-Zone. Uneinheitliche Zone, NBP erhöht.
ZEL- 7	Pinus-Picea-Salix-Zone. Pinus dominiert, Picea subdominant.
ZEL- 6	Picea-Pinus-Zone. Picea um 60%, Pinus um 30%, Alnus unter 10%.
ZEL- 5	Picea-Pinus-Alnus-Zone. Rückgang von Picea, Zunahme von Alnus und NBP.
ZEL- 4	Picea-Zone. Picea um 50-70%, Alnus und Picea um 20%.
ZEL- 3	Picea-Alnus-Zone. Picea und Alnus um 40-50%.
ZEL- 2	Picea-Zone. Sehr hohe Picea-Werte.
ZEL- 1	Pinus-Zone. Niedrige Picea, hohe Pinus und NBP-Werte.

Tab. 3: Profil Zell ZEN: Pollen-Assemblage-Zonen

ZEN-8	NBP-Betula-Pinus-Zone. Gesamtsumme des BP unter 40%. Häufigster BP-Typ Betula (meist B. alba aggr., einige sicher B. nana).
ZEN-7	Pinus-Picea-NBP-Zone. Pinus übertrifft Picea, NBP hat stark zugenommen.
ZEN-6	Picea-Pinus-Zone. Maximale Werte von Picea, allmählicher Anstieg von Pinus.
ZEN-5	Picea-NBP-Pinus-Zone. Picea zwischen 30 und 50%. Pinus 10–15%, NBP um 30–40%.
ZEN-4	Einzelprobe mit sehr hoher BP-Summe (92%) und mehr Pinus als Picea.
ZEN-3	Einzelprobe mit gegenüber den tiefern Proben fehlendem Corylus- und vermehrtem Picea-Pollen, gegenüber den höhern durch 47% NBP gekennzeichnet.
ZEN-2	Geringe Pollensummen, Corylus-Werte zwischen 12 und 35%, QM zwischen 5 und 10%, BP meist über 80%.
ZEN-1	Geringe Pollensummen, Pinus um 20%, vereinzelt Thermophile, hoher bis sehr hoher NBP-Anteil.

klimatisch immer ungünstiger und die Stadiale intensiver werden. Dann bricht die Serie mit einer Diskordanz ab und kaltzeitliche Schotter folgen.

5.1.4 Vegetationskundlich-klimatische Deutung des Profils Zell ZEN

Zwischen 170 und 270 cm ist hier eine eindeutig warmzeitliche Pollenflora auszumachen, wobei aber eine Vegetationsentwicklung, wie sie WEGMÜLLER (1982) bei Gondiswil feststellen konnte, aufgrund der ungünstigen Sedimentationsbedingungen (Kalksinter) nicht überliefert ist. Im Hangenden des Interglazials ist in der PAZ 6 inmitten der Grobdetritusgyttja ein interstadialer Nadelwald aus Fichten und Kiefern bezeugt. Diese Zone entspricht im Vergleich zum Profil Zell ZEL am ehesten der PAZ 9. Eindeutig korrelierbar ist dann die Lage vulkanischer Gläser zwischen den Zonen ZEN 8 und 9 mit den vulkanischen Gläsern im Hangenden des Profils Zell ZLL unterhalb der Oberen Zeller Schotter. Der Abschnitt über den vulkanischen Gläsern ist im Vergleich zu den Nadelwald-Interstadialen klimatisch noch ungünstiger. Seine Vegetation mit Baum- und auch Zwergbirken dürfte einer sehr offenen, grasreichen Parktundra entsprechen.

Abschliessend kann festgehalten werden, dass der Zell-Kalksinter und der Zell-Lignitkomplex, wenn auch nicht vollständig überliefert, ein Interglazial und eine Hangendserie mit Stadialen und Interstadialen enthalten. Im übrigen ist, was hier nicht ausführlich erläutert werden kann, der gesamte Komplex mit den Abfolgen, die WEGMÜLLER (1982) bei Gondiswil gefunden hat, vergleichbar. Weitere Korrelate im nördlichen perialpinen Gebiet sind in den Arbeiten von GRÜGER (1979), WELTEN (1982a) und DE BEAULIEU & REILLE (1984) zu finden.

Tab. 4: Pollenzonen, Chronozonen, klimatische und vegetationskundliche Deutung des Profils Zell ZEL

Pollen-Assemblage-Zone	klimat. Abschnitt	Chronozone	Vegetation
ZEL 12	Kryomer	Rusa	Wald vernichtet
11	Thermomer	Dürnten	Sukzession zum Föhrenwald
10	Kryomer	Luthern	Tundrasteppe
9	Thermomer	Hüswil	Fichtenwald mit ganz wenig Weisstannen
8	Kryomer	Rot	Waldgrenzverhältnisse
7, 6	Thermomer	Zell II	Fichtenwald, dann aufgelockerter Koniferenwald
5	Schwaches Kryomer	Lehn	Auflockerung
4, 3, 2	Thermomer	Zell I	Fichtenwald mit Weisstannen
1	Kryomer	Baren	trockener Föhrenwald

5.1.5 Datierung

Das Problem der Datierungen und der erwähnten Korrelationen kann hier nicht ausführlich diskutiert werden (s. dazu KÜTTEL 1983, 1987).

Für die Altersstellung der beschriebenen Abfolgen sind grundsätzlich zwei Möglichkeiten denkbar. 1. Es handelt sich um das Riss/Würm-Interglazial. Der hangende Interstadial-Komplex umfasst Frühwürm und einen frühen Teil des Mittelwürms. 2. Die Abfolge ist wesentlich älter (vorletztes Interglazial, also Holstein im Sinne von WELTEN 1982a, oder noch älter).

Aufgrund der Uran/Thorium-Daten ist weiterhin davon auszugehen, dass die erste Möglichkeit die korrekte Einstufung ist. Im Einklang dazu steht die Einstufung der vulkanischen Gläser (frühes Mittelwürm nach BLEICH & WURSTER 1983, sowie BLEICH et al. 1985). Im übrigen wurde diese Alterseinstufung bereits früher, basierend auf den pollenstratigraphischen Befunden und geomorphologischer Überlegungen vorgenommen (KÜTTEL 1982b, 1983). Sie hat natürlich zur Folge, dass die Unteren Zeller Schotter älter als Riss/Würm sein müssen (naheliegend ist Riss), die Oberen aber ins Mittelwürm gehören, denn in einer Bohrung im heutigen Talboden bei Gettnau wurde unter dem Spätwürm eine interstadialähnliche Bildung angetroffen (Abb. 9), die wesentlich jünger als die Oberen Zeller Schotter sein muss. Gleichzeitig bedeutet das aber auch, dass

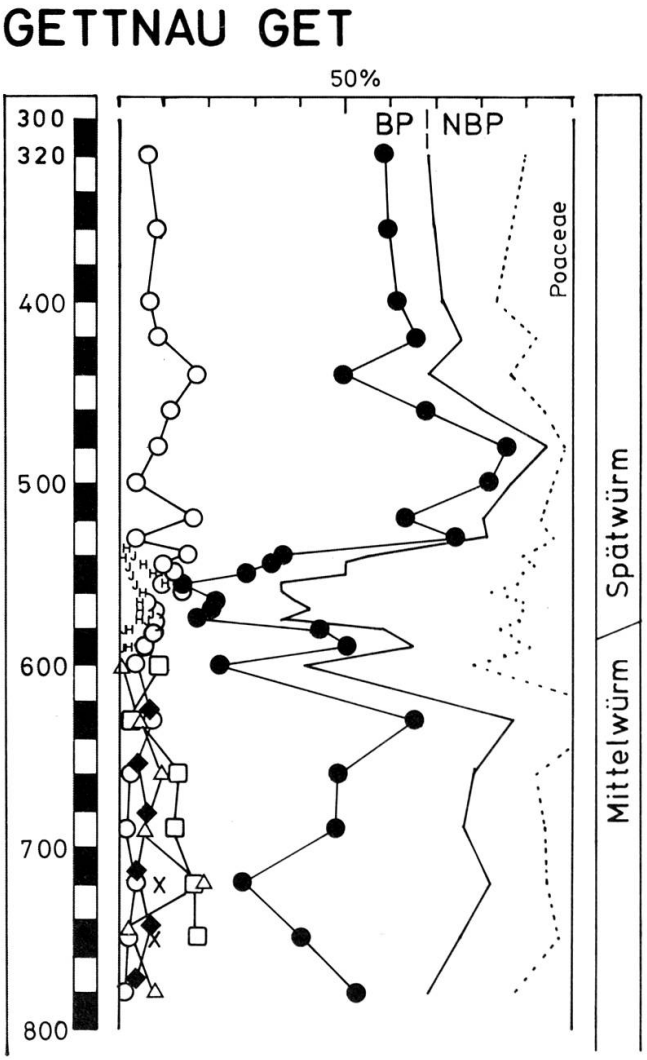

Abb. 9:
Vereinfachtes Pollendiagramm Gettnau GET.

der Gletscherstand, den schon FREY (1907) und auch HANTKE (1968) erwähnen, und der als Ursache für die Aufschotterung der Obe-

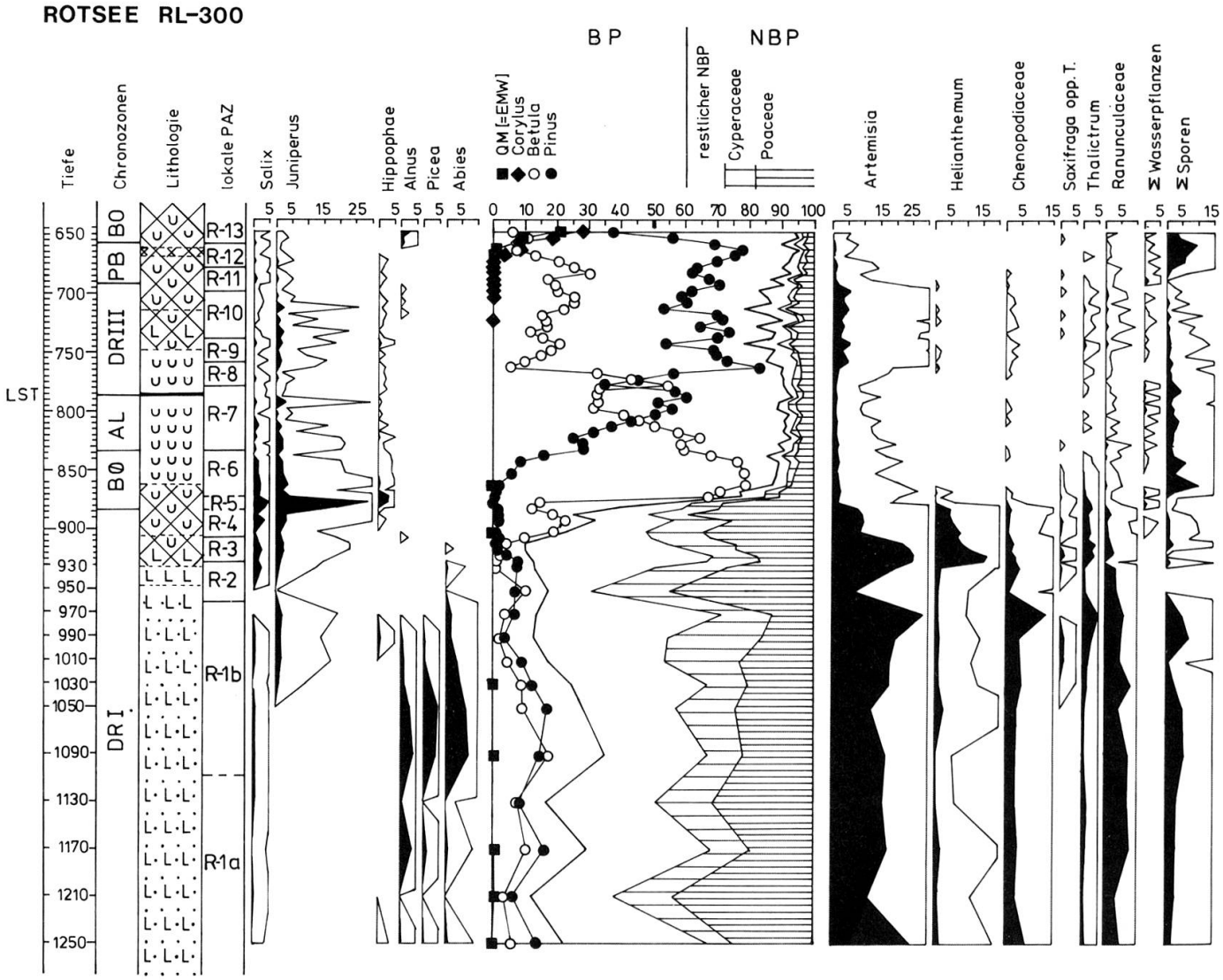

Abb. 10: Vereinfachtes Pollendiagramm Rotsee.

ren Zeller Schotter angenommen wird, ebenso mittelwürmzeitlich sein muss (s. dazu auch unter 6.2).

5.2 Rotsee

5.2.1 Einleitung

Der Rotsee liegt an der nördlichen Peripherie der Stadt Luzern (vgl. Abb. 1), auf einer Höhe von 410 m ü. M. Er erstreckt sich in der Streichrichtung der subalpinen Molasse von Südwest nach Nordost und wird von tertiären Sandsteinen und polygenen Nagelfluhbänken der oberen Meeresmolasse (Helvétien) umrahmt. Der See hat eine Länge von 2,5 km und entwässert durch die Ron nach Nordosten in die Reuss.

Laut Kopp (1962a, b) nahm die Reuss im letzten Interglazial ihren Lauf durch das heutige Rotseetal. An Ende der Würm-Eiszeit blieb dann im Rontal eine Toteismasse liegen (Frey 1907), gegen welche die Deltaschotter des Friedentals und des Lochhofs aufgeschüttet wurden. Diese Schotterbarriere versperrte der Reuss ihren ursprünglichen Lauf, so dass sie sich bei Reusstal einen Durchbruch durch den Molasseriegel zwischen dem Zimmereggwald und dem Greterwald zur Kleinen Emme hin schuf.

Nach dem Abschmelzen des Toteises füllten die Bäche des Rooterberges und des Hundsrüggen sukzessive das untere Rontal mit ihrem Geschiebe auf und erhöhten so die

Talsohle, was zur Aufstauung des Rotsees im Talstück zwischen Friedental und Ebikon führte. Der See hatte in seiner Längsachse an beiden Enden eine weit grössere Ausdehnung als heute. Verlandungsvorgänge und Geschiebe von Bächen haben seine Oberfläche jedoch im Verlauf der letzten 15000 Jahre fortwährend reduziert.

WALTER & LIETH (1964) zählen die Station Luzern (Abb. 2) zum submontan bis montan-mitteleuropäischen Klimatyp. Gemäss Wärmegliederung von SCHREIBER (1977) befindet sich das Gebiet um den Rotsee in der sehr milden phänologischen Wärmestufe der unteren Obst- und Ackerbaustufe, welche durch eine Vegetationsperiode von 210–215 Tagen charakterisiert wird. Die potentiell natürliche Vegetation der Umgebung des Rotsees besteht je nach Höhenlage, aus Buchenmischwäldern und Eichenmischwäldern (HESS *et al.* 1967). Sie wurde jedoch im Verlauf der letzten zwei Jahrtausende weitgehend durch land- und forstwirtschaftlich genutzte (Mähwiesen, Weiden, Äcker und Fichtenforste) und urbane Flächen verdrängt.

Die Bohrung RL-300 (Koordinate 667750/214440) wurde am 25.6.1984 im Naturschutzgebiet am Nordostende des Rotsees, im heute verlandeten Bereich mit einem nach MERKT & STREIF (1970) modifizierten Livingstone-Stechrohrbohrer (∅ 80 mm) abgeteuft. Das Sedimentprofil hat eine Länge von 1300 cm, wobei wir uns nur auf den spätglazialen Teil des Sediments beschränken wollen. Neben den hier besprochenen Analysen wurden auch Sedimentzusammensetzung und pflanzliche Makroreste an dieser Bohrung untersucht (LOTTER in Vorb.).

5.2.2 Pollenanalysen

Die hier aufgeführten PAZ (vgl. Abb. 10) sind aufgrund verschiedener Pollendiagramme entstanden und haben für die Region Luzern Gültigkeit. Die Bezeichnung R steht für die Lokalität Rotsee.

R-1: Poaceae-*Artemisia*- Cyperaceae Zone
Hohe Nichtbaumpollen (NBP) Werte, vor allem von Poaceae, *Artemisia* und Cyperaceae. Bei den Baumpollen (BP) sind *Pinus* und *Betula* dominant.
Diese Zone kann noch untergliedert werden:
R-1a: *Artemisia*-NBP Unterzone
Picea und *Abies* nur mit geringen Werten vorhanden.
Grenze: Anstieg der *Picea*- und *Abies*-Werte über 2%
R-1b: *Artemisia*-Koniferen Unterzone
Pinus, Alnus, Abies und *Picea* steigen an und fallen zum Ende der Zone hin langsam wieder ab. *Artemisia* erreicht kurz vor dem Ende dieser Zone einen Gipfel.
Grenze: Anstieg der Poaceae
R-2: Poaceae-Cyperaceae Zone
Die Poaceae-Werte erreichen einen Gipfel, die Cyperaceae kodominieren, während *Artemisia* stark zurückfällt. In benachbarten Profilen ist diese Zone wesentlich deutlicher und länger ausgebildet.
Grenze: Anstieg der *Helianthemum*-Kurve
R-3: Poaceae-*Artemisia* Zone
Artemisia und *Helianthemum* erreichen zusammen einen Gipfel und fallen danach ab, die Werte der Poaceae und der Cyperaceae sind immer noch hoch. Die *Pinus*-Kurve fällt im Verlauf dieser Zone ab, während *Betula* gegen Ende der Zone anzusteigen beginnt.
Grenze: Anstieg der *Betula*-Kurve
R-4: Poaceae-*Betula* Zone
Betula (B.nana) steigt an und erreicht den ersten, kleinen Gipfel, die Poaceae weisen konstant hohe Werte auf. Die Kurven von *Artemisia* und *Helianthemum* fallen allmählich ab. *Juniperus* und *Salix* steigen gegen Ende dieser Zone an.
Grenze: Starker Anstieg der *Juniperus*-Kurve
R-5: *Juniperus-Betula*-Poaceae Zone
Juniperus gipfelt gleichzeitig mit *Salix* und *Hippophaë,* während *Betula* leicht abfällt. Die NBP gehen prozentual stark zurück: vor allem bedingt durch die Abnahme der heliophilen Arten (*Artemisia* und *Helianthemum).*
Grenze: Starker Anstieg der *Betula*-Kurve
R-6: *Betula* Zone
Betula steigt steil an und erreicht mit dem zweiten Gipfel die höchsten Werte, während *Juniperus* stark zurückfällt.
Grenze: Anstieg der *Pinus*-Kurve über 20%
R-7: *Betula-Pinus* Zone
Die *Betula*-Werte fallen ab und *Pinus* erreicht am Ende der Zone einen ersten Gipfel.
Grenze: Starker Wiederanstieg der *Betula*-Kurve
R-8: *Pinus-Betula* Zone
Nach einem kurzen Absinken steigt *Pinus* an und

erreicht mit dem zweiten Gipfel am Ende der Zone die höchsten Werte. *Betula* erreicht den dritten Gipfel und sinkt dann stetig.
Grenze: Abfallen der *Pinus*-Kurve nach dem zweiten Gipfel
R-9: *Pinus-Betula*-NBP Zone
Pinus sinkt ab. *Betula* steigt wieder an und erreicht am Ende der Zone einen vierten, kleineren Gipfel. *Juniperus* und die NBP nehmen erneut zu, wobei die Poaceae und *Artemisia* den Hauptanteil ausmachen.
Grenze: Abfall der *Betula*-Kurve nach dem vierten Gipfel
R-10. *Pinus*-NBP-*Betula* Zone
Pinus erreicht anfangs dieser Zone den dritten Gipfel und fällt wieder ab, während *Betula* erneut ansteigt und einen fünften, kleinen Gipfel bildet. Die NBP-Werte sind weiterhin erhöht.
Grenze: Abfall der *Betula*-Kurve nach dem fünften Gipfel
R-11: *Pinus-Betula* Zone
Die NBP-Werte fallen im Verlauf dieser Zone ab, bedingt vor allem durch den Rückgang der Poaceae und von *Artemisia*. Die *Betula*-Kurve erreicht ihren sechsten und letzten Gipfel. Die *Corylus*-Kurve beginnt mit sehr niedrigen Werten.
Grenze: Abfall der *Betula*-Kurve nach dem sechsten Gipfel
R-12: *Pinus-Betula-Corylus* Zone
Pinus steigt erneut an und erreicht seinen vierten und letzten Gipfel. *Betula* fällt ab, während *Corylus* langsam anzusteigen beginnt. Die Summenkurve des Eichenmischwaldes (EMW = Summe von *Quercus, Ulmus, Tilia, Fraxinus* und *Acer*) beginnt und steigt langsam an, während die Summenkurve der Sporen von Farnpflanzen stark ansteigt.
Grenze: Abfall der *Pinus*-Kurve nach dem vierten Gipfel
R-13: *Pinus-Corylus*-EMW Zone
Pinus fällt rapide ab, während *Corylus* stark ansteigt. Die EMW-Kurve steigt ebenfalls an.

5.2.3 Datierung

Im Moment liegen von diesem Profil noch keine Radiokarbondaten vor. Aufgrund von ^{14}C-Datierungen anderer Profile (Welten 1982, Andree *et al.* 1986) kann jedoch eine Abgrenzung der Chronozonen im Sinne von Mangerud *et al.* (1974) und Mangerud & Berglund (1978), die von Welten (1979, 1982) für das Gebiet der Schweiz angepasst wurden, vorgenommen werden:

Die waldlosen PAZ R-1 bis R-4 ordnen wir der Ältesten Dryas (DR I) zu, welche durch die starke Zunahme von *Juniperus* um etwa 13000 vor heute begrenzt wird. Eine untere Grenze der Ältesten Dryas kann nicht gesetzt werden; sie liegt hier bei jenem Zeitpunkt, indem das Gebiet vom Gletscher freigegeben wurde. Das Bølling (BØ) wird durch PAZ R-5 und R-6 gebildet und wird durch die Einwanderung von *Pinus,* welche mit datierten Makrorestfunden belegt ist, um 12000 vor heute (Lotter, in Vorb.) beendet. Das folgende Allerød (AL) würde nach Firbas-Zoneneinteilung (1949, 1954) nicht nur R-7 sondern auch R-8 umfassen. Als guten stratigraphischen Leithorizont findet sich jedoch in den Sedimenten des Rotsees (RL-300: 786 cm) eine vulkanische Ascheschicht aus einem der letzten Ausbrüche des Laacher-See Vulkanismus in der Eifel, der Laacher-See Tuff, welcher vielerorts in Mitteleuropa und im Alpenraum gefunden wird (van den Bogaard 1983). Das Alter dieser Eruption ist verschiedentlich auf 11000 Jahre BP datiert worden (Frechen 1959, Kaiser 1979, Rösch 1983) und diese Aschelage kann somit als gute Zeitmarke für das Ende des Allerød angesehen werden. Die Jüngere Dryas (DR III) umfasst die *Pinus*-dominierten Zonen R-8 bis R-10 in einer Zeitspanne von 11000 bis 10000 Jahren BP. Das Präboreal (PB), welches den Beginn des Holozän darstellt, ist charakterisiert durch den letzten Birkengipfel in R-11 und den Anstieg von *Corylus* in R-12 und endet 9000 BP mit dem endgültigen Abfallen der *Pinus*-Kurve.

5.2.4 Vegetationsentwicklung im Spätwürm

Nachdem der Reussgletscher das Gebiet um Luzern freigab, begann in R-1 die Besiedlung der offenen Rohböden mit einer krautigen Pioniervegetation, die vor allem aus Poaceae (Süssgräser), Cyperaceae (Sauergräser), lichtliebenden Kräutern wie *Artemisia* (Beifuss), *Helianthemum* (Sonnenrös-

chen), *Thalictrum* (Wiesenraute), Chenopodiaceae (Gänsefussgewächse) und Ranunculaceae (Hahnenfussgewächse) zusammengesetzt war. Die erhöhten Werte von Baumpollen in PAZ R-1b sind wohl einerseits auf Pollenfernflug *(Pinus, Betula)* und andererseits wahrscheinlich auf Aufarbeitung *(Alnus, Abies, Picea)* von interglazialen oder interstadialen Sedimenten durch den Gletscher zurückzuführen. Das sandig-tonige Sediment deutet darauf hin, dass der Einfluss des Gletschers auf die Hydrologie des Rotsees noch bis R-2 gross gewesen sein muss und erst kurz vor Beginn von R-3 aufgehört hat. Dies zeigt sich besonders deutlich am Sedimentwechsel von Ton zu Tongyttja, einer Ablagerung also, welche durch den zunehmenden organischen und karbonatischen Anteil der Sedimentmatrix auf ruhige Ablagerungsverhältnisse schliessen lässt. Der immer noch relativ hohe Tongehalt muss als Folge der geförderten Bodenerosion durch Wind und Niederschläge betrachtet werden, und die graduelle Abnahme der Toneinschwemmung geht mit dem langsam dichter werdenden Vegetationsschluss einher. Bezüglich der Florenelemente treten in den ersten drei, von Kräutern dominierten Zonen neben arktisch-alpinen Arten wie *Helianthemum, Dryas* (Silberwurz), *Saxifraga oppositifolia* (Gegenblättriger Steinbrech), *Selaginella selaginoides* (Alpen-Moosfarn) auch kontinentale Arten in Erscheinung wie *Artemisia* und *Ephedra* (Meerträubchen).

In R-4 breitet sich *Betula nana* (Zwergbirke, welche hier durch Makrorestfunde eindeutig belegt ist) aus, und in R-5 nehmen die Zwergsträucher noch stärker zu. Neben der Zunahme von *Salix*-Arten (Weiden) und *Hippophaë* (Sanddorn) findet eine schnelle Massenausbreitung von *Juniperus* (Wacholder) statt. Die lichtliebenden Kräuter werden dadurch prozentual mehr und mehr zurückgedrängt. Ab R-4 werden auch erste Pollen von Wasserpflanzen *(Potamogeton)* gefunden.

In der Zone R-6 breitet sich die Baumbirke *(Betula alba)* rasch aus und dominiert das Vegetationsbild. Dieser Birkenwald bildet die erste Wiederbewaldung nach dem Abschmelzen des Gletschereises und wird langsam (R-7) durch die zunehmende Ausbreitung von *Pinus* (Föhre) (R-8) verdrängt. Dann nehmen in R-9 und R-10 die lichtliebenden Arten *(Juniperus, Artemisia, Thalictrum)* und die Kräuter im allgemeinen wieder zu, währenddem der *Pinus-Betula*-Wald aufgelichtet wird. Dies lässt sich lithostratigraphisch sehr gut durch die erneute Zunahme des mineralischen Sedimentanteils bei 748–715 cm beobachten. Im Verlauf von R-11 nimmt dann der Anteil der Kräuter an der gesamten Vegetation endgültig ab und *Betula* kann sich nochmals etwas stärker im Föhrenwald ausbreiten. Erste wärmeliebende Gehölzarten wie *Alnus* (Erle) und *Corylus* (Hasel) wandern in das Gebiet ein und breiten sich im Verlauf von R-12 langsam aus. Sie verdrängen den Kiefernwald in R-13 mehr und mehr.

5.2.5 Sauerstoffisotopenanalysen

Die Analyse des Isotopenverhältnisses von $^{18}O/^{16}O$ wird vor allem von Physikern und Paläoklimatologen zur Beurteilung von vergangenen, grossräumigen Klimaänderungen herangezogen (EMILIANI 1966). So werden diese Isotopenuntersuchungen vor allem in grönländischen Eisbohrungen (DANSGAARD & TAUBER 1969) und in Ozeansedimenten (SHACKLETON & OPDYKE 1973), welche den mehrmaligen Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten beinhalten, verwendet. Auch in autochthonen, biogen ausgefällten Süsswasserkarbonaten, sogenannten «Seekreiden», lässt sich das Sauerstoffisotopenverhältnis bestimmen.

Die Isotopenkurve beginnt in der Isotopenzone I (Abb. 11) mit niedrigen $\delta^{18}O$-Werten, die zusammen mit dem hohen Anteil von Pollen krautiger Pflanzen (vor allem Gräser und lichtliebende Kräuter) auf klimatisch kühle Bedingungen während der Ältesten Dryas deuten. Gleichzeitig mit dem Isotopensprung von Zone I zu Zone II verändert sich auch das Vegetationsbild:

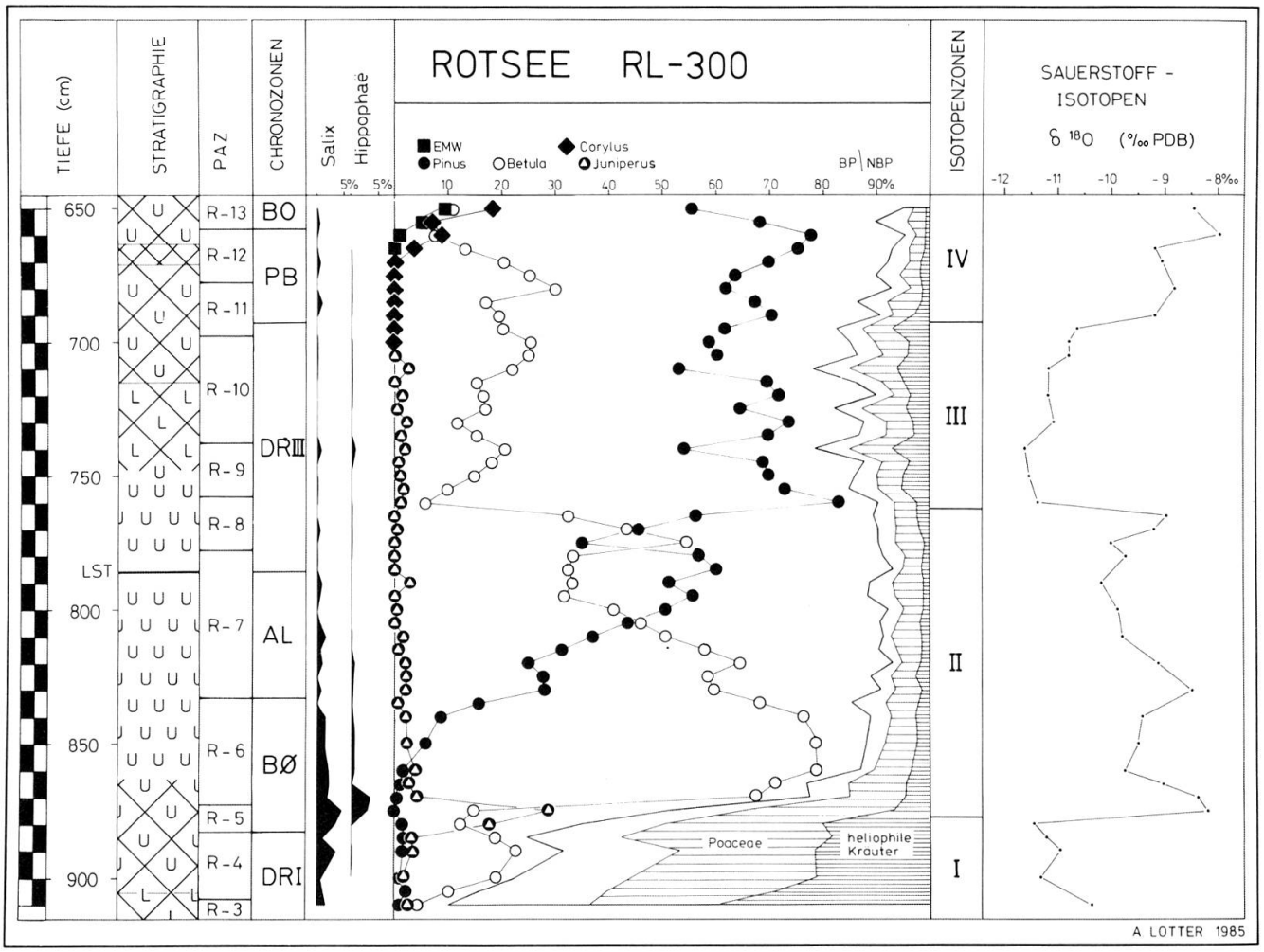

Abb. 11: Vegetation und Sauerstoffisotopen während des Spätglazials und frühen Postglazials am Rotsee.

Wacholder breitet sich stark aus, und der Anteil der Kräuter an der Vegetation nimmt rasch ab. Die Zone II ist charakterisiert durch höhere $\delta^{18}0$-Werte, die auf eine klimatische Erwärmung schliessen lassen. Hier findet auch die erste Wiederbewaldung nach dem Eisrückzug des Reussgletschers statt, zuerst mit der Birke, dann mit der Föhre. Chronostratigraphisch gesehen beinhaltet die Isotopenzone II einen grossen Teil des Bølling und das Allerød. Am Übergang von Zone II zu Zone III fällt die Kurve nochmals stark ab und bleibt während der Jüngeren Dryas auf niedrigen Werten. Diese klimatische Abkühlung zeichnet sich im Vegetationsbild vor allem durch eine Auflichtung der *Pinus*-Wälder und die Zunahme von lichtliebenden Kräutern (*Artemisia,* Chenopodiaceae, *Thalictrum*) und Sträuchern *(Juniperus)* ab. Beim dritten Isotopensprung von Zone III nach Zone IV, also von der Jüngeren Dryas zum Präboreal, nehmen die $\delta^{18}0$-Werte wieder zu. Diese Erwärmung widerspiegelt sich in der Vegetation durch das erste Auftreten und die Ausbreitung von wärmeliebenden Baumarten *(Corylus, Alnus, Ulmus, Quercus, Tilia).*

Änderungen der $\delta^{18}0$-Werte (Temperatur) und Vegetationsveränderungen erfolgen erstaunlich parallel; eine gegenseitige Unterstützung der Aussagen von Vegetationsgeschichte und Paläoklimatologie lässt sich bei vielen Untersuchungen finden. Auch der $\delta^{18}0$-Kurvenverlauf der spätglazialen Rotseesedimente stimmt sehr gut mit den Befunden von andern zentraleuropäischen Lokalitäten überein (z. B. EICHER 1979, LOTTER 1985).

6. Probleme und offene Fragen

6.1 Einleitung

Überblicken wir die dargestellten Ergebnisse kurz und fragen wir, wo die gegenwärtig auffallendsten Lücken sind, Lücken auch im Gesamtrahmen des Alpenvorlandes, so darf zuerst festgehalten werden, was nach der heutigen Kenntnislage einigermassen geklärt scheint. Das ist sicher der grundsätzliche Verlauf des Frühwürms und auch des Würm-Spätglazials. Desgleichen dürfte die Korrelation des Riss/Würm-Interglazials mit Eem, respektive mit der Sauerstoffisotopenstufe 5e der Tiefsee-Stratigraphie und auch die Korrelation des Frühwürms insgesamt mit den Isotopenstufen 5a–d zutreffend sein. Die Aufzeichnungen der Verhältnisse der Sauerstoffisotopen in den Ablagerungen der Tiefsee sind im übrigen ja doch das beste Monitoring-System für Klimaänderungen und Eisakkumulationen (vgl. SHACKLETON 1969, 1977, SHACKLETON & OPDYKE 1973, IMBRIE & PALMER IMBRIE, 1979). Wo aber sind bemerkenswerte Lükken? Abgesehen von der lückenhaften quartärgeologischen Detailkartierung, die jedoch nicht unsere Aufgabe sein kann, möchten wir insbesondere auf zwei Problemkreise hinweisen. Der erste betrifft das Mittelwürm, der zweite das Spätwürm.

6.2 Mittelwürm

Bei der palynologischen Untersuchung verschiedener Bohrkerne, die im Rahmen hydrogeologischer Untersuchungen im Luzerner Hinterland gewonnen wurden, fanden sich mehrmals Pollensequenzen, die von der Diagrammlage her eindeutig älter als das Würm-Spätglazial, aber aufgrund der Geländesituation jünger als der Beginn des Frühwürms sein müssen. Als Beispiel dazu das Diagramm Wyher (Abb. 12), wo zwei Abschnitte vorkommen (Wyher I und II), die als Mittelwürm-Interstadiale gedeutet werden können. Allerdings ist deren vegetationskundliche Interpretation ebenso schwierig, wie eine eindeutige Korrelation mit andern Sequenzen, auch der nähern

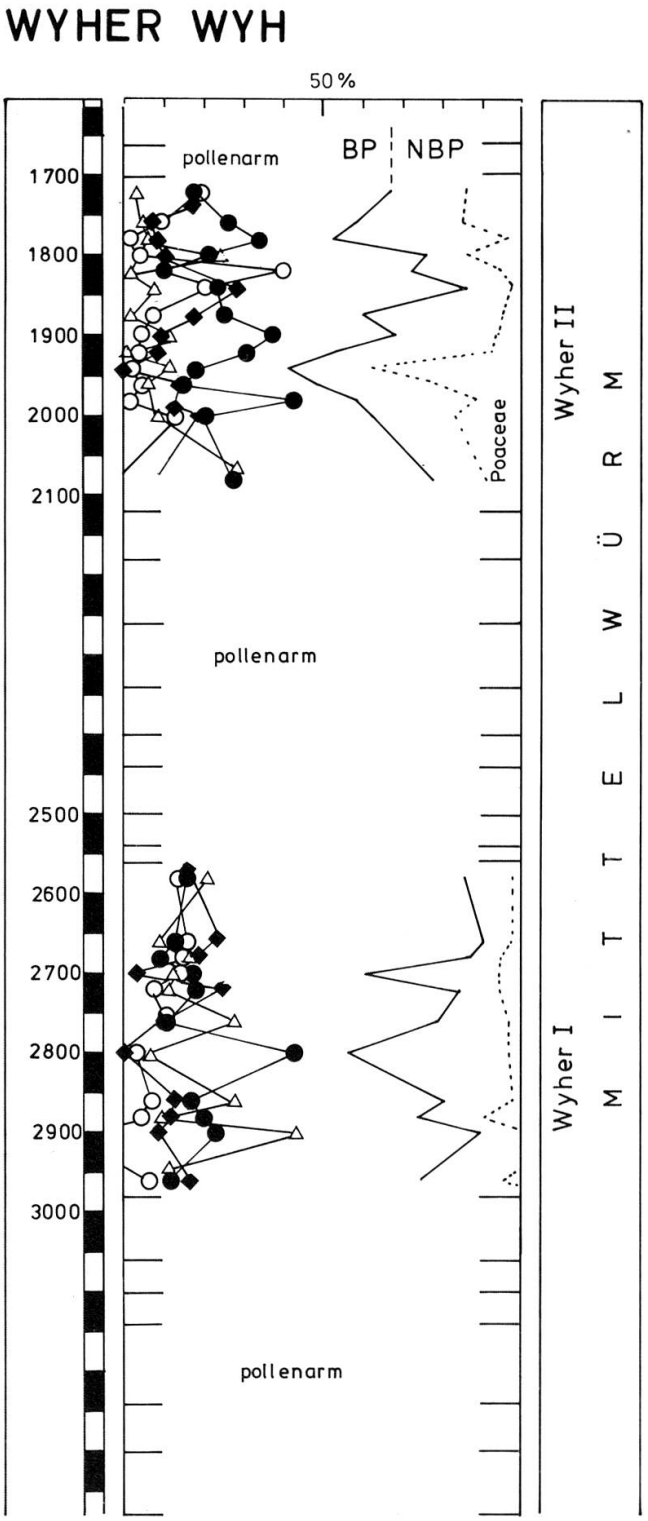

Abb. 12:
Vereinfachtes Pollendiagramm Wyher WYH.

Umgebung (z. B. unterer Teil des Profils Gettnau. Abb. 9, oder Profile Alberswil und Willisau; KÜTTEL 1983, vgl. auch WELTEN 1982 a und KELLER & AMMANN 1982). Diese Schwierigkeiten hängen nicht zuletzt mit

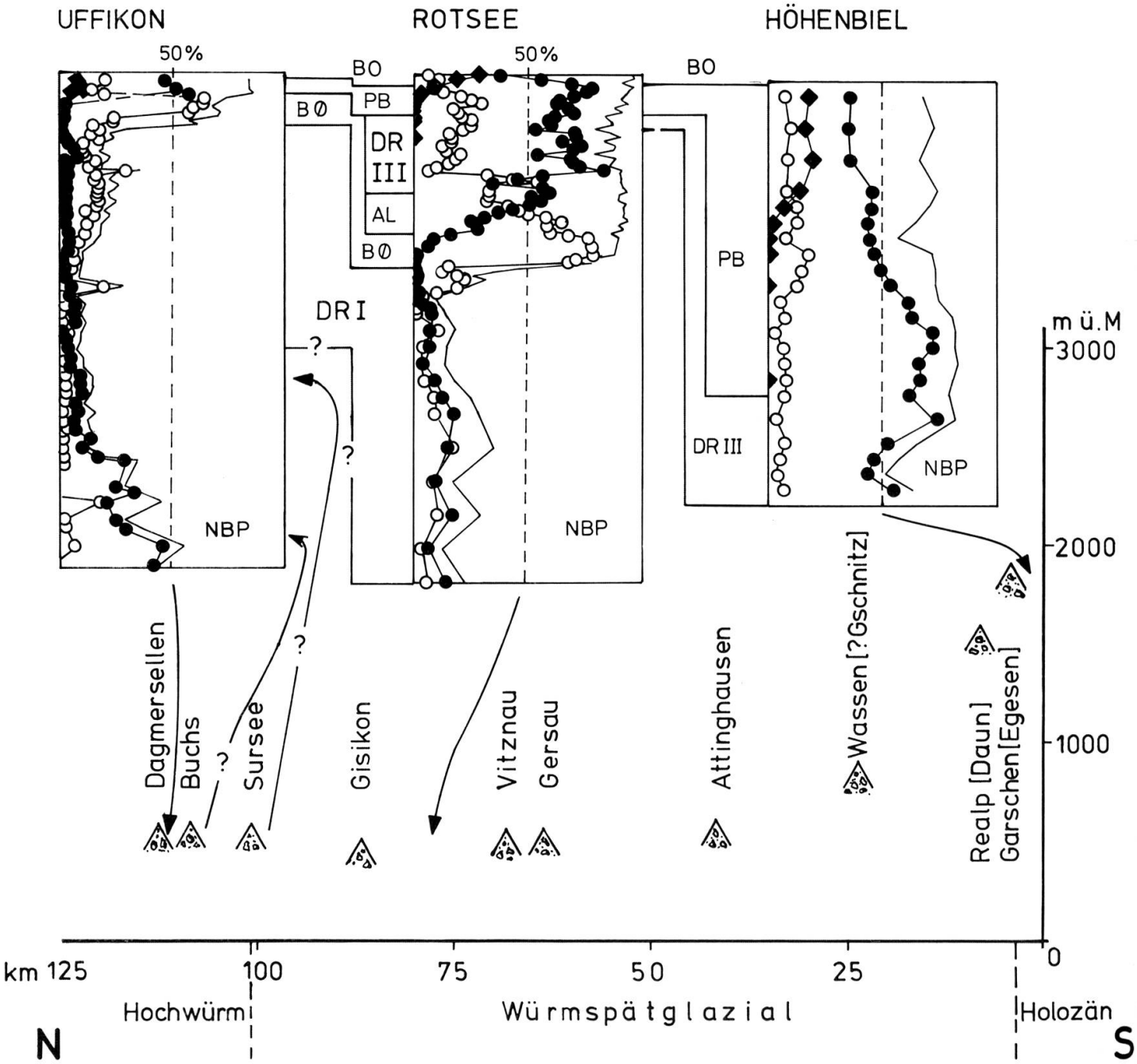

Abb. 13: Zeitliche und räumliche Beziehungen zwischen den Profilen Uffikon, Rotsee und Höhenbiel sowie deren Lage bezüglich der Spätwürm-Gletscherstände. Das Profil Uffikon liegt im Zungenbekken des Spätwürm-Maximums. Jüngeres Bølling, Allerød und Jüngere Dryas fehlen hier. Höhenbiel befindet sich innerhalb des letzten spätglazialen Gletscherstandes (lokal Garschen-Stadium = Egesen). Die Korrelation zwischen Uffikon und Rotsee im Bereich der Untergrenze der Ältesten Dyras ist hypothetisch, wie auch die Einstufung des Sursee-Stadiums und damit die Grenze zwischen Hochwürm- und Würmspätglazial im Profil Uffikon.

einer bislang nicht möglichen Altersdatierung zusammen. Die vorliegenden Diagramme bezeugen keine Waldphasen, allenfalls vereinzelte Baumbestände (Föhren, Lärchen, Baumbirken, Weiden und Erlen, jedoch keine mesophilen Gehölze, ebensowenig Fichte und Weisstanne; vgl. WELTEN 1982 a: 105); anderseits sind beispielsweise im Oberrheintal in der Gegend um Heidelberg mittelwürmzeitliche Föhrenwälder eindeutig nachgewiesen (KÜTTEL et al. 1986).

Die fehlenden Daten aus dem Mittelwürm können natürlich auch dahingehend interpretiert werden, dass das ein Zeitabschnitt mit ausgeprägter Morphodynamik war. Dies wird nicht zuletzt durch das Einschneiden der Luthern in die Zeller Schotter, teilweise wahrscheinlich bis auf den Felsuntergrund, belegt, was ja im Anschluss an den Mittelwürm-Eisvorstoss stattfand. Dieses Gletschermaximum ist im übrigen auch aus der Sauerstoffisotopenstratigraphie der Tiefsee (Stufe 4) ersichtlich und fügt sich in einen Rahmen ein, der die gesamte Welt umspannt (Literatur in KÜTTEL 1983). Unklar ist jedoch, wie weit sich das Eis anschliessend zurückzog. Die Klärung dieser Frage muss wohl quartärgeologischer Detailkartierung vorbehalten bleiben. Es gibt Anhaltspunkte dafür, dass der Rückzug nicht bis zum Alpenrand ging.

6.3 Spätwürm

Der Übergang Mittelwürm-Spätwürm ist, das wird kaum erstaunen, in keinem Diagramm zu erkennen, auch in den Profilen von WELTEN (1982 a) nicht. Trotzdem ist zu erwarten, dass irgendwo die Änderungen der Vegetation, ausgehend vom letzten Mittelwürm-Interstadial um 30 ka BP zur maximalen Klimaungunst des beginnenden Spätwürms zwischen 25 ka und etwa 20 ka BP, aufgezeichnet überliefert ist. Ein derartiger Fundpunkt kann natürlich nicht in den Zungenbecken des Hochwürm-Maximums liegen, wie etwa das Profil Uffikon (Abb. 5 u. 13), sondern in Sedimenten ausserhalb dieser Moränen.

Ebenfalls nicht geklärt ist die Vegetationsentwicklung im direkten Anschluss an das Hochwürm-Maximum. Es ist zwar gelungen, in Diagrammen von der Westschweiz bis zur Ostschweiz (s. etwa WEGMÜLLER 1966, GAILLARD 1984, WELTEN 1982b, AMMANN 1985, KÜTTEL 1982a, RÖSCH 1985) das Spätglazial zu gliedern, wobei das Jüngere Spätglazial, das mit dem Bølling beginnt und mit der Jüngeren Dryas endet (s. Tab. 1), palynostratigraphisch in guten Diagrammen keine Probleme bereitet, zumindest keine grösseren. Ausgenommen dabei ist die Frage nach der Älteren Dryas (s. Pt. 4.2.4). Was jedoch weiterhin eigentlich weitgehend offen bleibt, ist wie die PAZ, die zeitlich vor dem Bølling liegen, räumlich-zeitlich miteinander zu korrelieren sind (s. dazu auch AMMANN & TOBOLSKI 1983). Vegetationsmässig handelt es sich dabei vom jüngern Spätglazial zum ältern gehend um Zwergbirkengesellschaften, Kältesteppen, stabilisierte Initialgesellschaften und instabile Initialgesellschaften. Wenn der Frage nachgegangen wird, wo beispielsweise das Sursee-Stadium (= Zürich-Stadium) und damit das Ende des Hochwürms (KÜTTEL 1983, 1987) zeitlich in den Pollensequenzen liegt, so müsste doch zuerst der isochrone Charakter vergleichbarer Vegetationszustände bewiesen werden, denn auch auf gleicher Höhenlage kann über eine Distanz von 20–30 km durchaus eine Vegetationsdifferenzierung gefunden werden. Das kann z. B. in Westgrönland zwischen Søndre Strømfjord und dem Inlandeis beim Russell-Gletscher beobachtet werden. Es gibt zwar ein Profil aus dem Zungenbecken des Hochwürm-Maximums eines Seitenarmes des Suhrentalerastes des Reussgletschers (= Stand Staffelbach oder Killwangen). Die Bohrung hat die gesamte Beckenfüllung bis auf den Felsuntergrund durchteuft und umfasst somit Hochwürm ab dem Eisrückzug und Spätglazial. Im Vergleich zu diesem Profil müssen weiter alpenwärts gelegene Profile immer höher einsetzen. Trotzdem kann das Profil Rotsee im Bereich vor der Zwergbirkenphase nur hypothetisch damit korreliert werden. Anders ist es dann im Jüngeren Spätglazial. So kann das Profil Höhenbiel (gelegen innerhalb des Egesenstadiums des Witenwasserengletschers; vgl. RENNER 1982, RENNER et al. 1982) an der Basis eindeutig mit ausgehender Jüngerer Dryas korreliert werden (s. dazu die Abb. 13 und KÜTTEL 1987, wo der Problemkreis ausführlicher diskutiert wird.)

Eine weitere nicht beantwortete Frage ist die, bis wie weit Reuss aufwärts Bølling nachgewiesen werden kann. Damit ver-

knüpft ist auch die Frage, welche der in der Abbildung 13 aufgeführten Gletscherstände zeitlich vor dem Bølling zu liegen kommen. Im Vergleich zu den Ergebnissen aus dem Wallis und dem Berner Oberland (KÜTTEL 1974, 1979) und auch aus dem Tessin (ZOLLER 1960, KÜTTEL 1979) ist zu erwarten, dass dieser Punkt im Becken von Andermatt (evtl. gar hinter Realp?) liegt.

7. Dank

Für die vielfältige Hilfe danken wir Dr. B. Ammann, F. Bartels, Dr. E. Bleich, J. Fäh†, Prof. Dr. M. A. Geyh, K. Hänni, Dr. G. Hennig, H. Läuffer, Dr. HG. Lorenz, Dr. F. Renner, Dr. U. Siegenthaler und A. Tsobanidis.

LITERATURVERZEICHNIS

AMANN, B. (1979): *Palynology of some lakes of the northern alpine piedmont (Switzerland).* Acta Univ. Ouluens. A 82 Geol 3, 89–96.

(1984): *Prozente, Konzentrationen und Durchschnittsinflux der Pollenzonen vom Lobsigensee. (Studies in the Late Quaternary of Lobsigensee 10.)* Diss. Bot. 72, 11–44.

AMMANN, B. & K. TOBOLSKI (1983): *Vegetational development during the Late Würm at Lobsigensee (Swiss Plateau). (Studies in the Late Quaternary of Lobsigensee 7.)* – Rev. de Paléobiol. 2, 163–180.

ANDREE, M., H. OESCHGER, U. SIEGENTHALER, T. RIESEN, M. MOELL, B. AMMANN & K. TOBOLSKI (1986): *^{14}C dating of plant macrofossils in lake sediment.* – Radiocarbon 28/2a, 411–416.

AREGGER, J. (1950): *Florenelemente und Pflanzenverbreitung im Entlebuch und in den angrenzenden Gebieten von Obwalden.* – Mitt. Natf. Ges. Luzern. 16, 3–135.

BEAULIEU, J.-L. DE & M. REILLE (1984): *A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France.* – Boreas 13, 111–132.

BIRKS, H. J. B. (1973): *Past and present vegetation of the Isle of Sky: A palaeoecological study.* – Cambridge, 415 S.

BLEICH, K. E. & R. WURSTER (1983): *Eine Lage von vulkanischen Gläsern im süddeutschen Jungpleistozän.* – Mitt. Deutsch. Bodenkundl. Ges. 38, 461–466.

BLEICH, K. E., F. HÄDRICH & R. WURSTER (1984): *Die Bedeutung vulkanischer Glasfunde für die Chronostratigraphie des oberrheinischen Lösses. Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br. 74, 5–24.*

BOGAARD, P. VAN DEN (1983): *Die Eruption des Laacher-See-Vulkans.* – Diss. Univ. Bochum, 350 S.

CHALINE, J. & H. JERZ (1984): *Stratotypen des Würm-Glazials.* Eiszeitalter und Gegenwart 34, 185–192.

CRAIG, H. (1957): *Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxyde.* – Geochimica et Cosmochimica Acta 12, 133–149.

CUSHING, E. J. (1967): *Late-Wisconsin pollen stratigraphy and the glacial sequence in Minnesota.* – In CUSHING, E. J. & H. E. WRIGHT (Eds.) Quaternary Paleoecology. New Haven, 59–88.

DANSGAARD, W. & H. TAUBER (1969): *Glacier oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures.* Science 166, 499–502.

EICHER, U. (1979): *Die 18-0/16-0- und 13-C/12-C-Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süsswasserkarbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse.* Diss. Univ. Bern, 203 S.

EMILIANI, C. (1966): *Isotopic palaeotemperatures.* – Sciene 154, 851.

ENGLER, A. (1900): *Die edle Kastanie in der Centralschweiz.* – Schweiz. Z. Forstwesen 1900, 3.

ERNI, A., L. FORCART & H. HÄRRI (1943): *Fundstellen pleistocaener Fossilien in der «Hochterrasse» von Zell (Kt. Luzern) und in der Moräne der grössten Eiszeit von Auswil bei Rohrbach (Kt. Bern)* – Eclogae geol. Helv. 36, 85–124.

FIRBAS, F. (1949): *Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen.* Bd. 1: *Allgemeine Waldgeschichte.* – Jena, 480 S. – (1954): *Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme.* – Danm. Geol. Unders. II/80, 12–21.

FRECHEN, J. (1959): *Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken.* – Fortschr. Geol. Rheinl. Westf. 4, 363–370.

FREY, O. (1907): *Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss.* – Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 41, 341–525.

GAILLARD, M.-J. (1984): *Etude palynologique de l'évolution Tardi- et Postglaciaire de la végétation du Moyen-Pays Romand (Suisse).* – Diss. Bot. 77, 322 S.

GERBER, E., T. STUDER & W. RYTZ (1923): *Die diluvialen Schieferkohlen (Torflager) von Gondiswil-Zell.* – Beitr. Geol. Karte Schweiz. Geotechn. Serie Lfg. 8, 30–101.

GRÜGER, E. (1979): *Spätriss, Riss/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – Ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns.* – Geologica Bavarica 80, 5–64.

GRONER, U. (1985): *Palynologie der Karsthöhlensedi-*

mente im Hölloch. Zentralschweiz. Diss. Univ. Zürich, 172 S.

HÄRRI, H. (1940): Stratigraphie und Waldgeschichte des Wauwilermooses. – Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich 17, 1–104.

(1945): *Die Waldgeschichte des Baldeggerseegebietes und ihre Verknüpfung mit den prähistorischen Siedlungen.* – Ber. Geobot. Forsch'Inst. Rübel Zürich 1944, 113–123.

HAGER, P. K. (1916): *Verbreitung der wildwachsenden Holzarten im Vorderrheintal (Kanton Graubünden)* – Erhebungen über die wildwachsenden Holzarten in der Schweiz. Lfg. 3, 1–331.

HANTKE, R. (1968): *Erdgeschichtliche Gliederung des mittleren und jüngeren Eiszeitalters im zentralen Mittelland.* – Archäologie der Schweiz I, 7–26.

(1978, 1980, 1983): *Eiszeitalter.* – Bd. 1–3, Thun, 468 S., 703 S., 730 S.

HEDBERG, H. D. (ed.) (1972): *Summary of an international guide to stratigraphic classification, terminology and usage.* – Boreas 1, 213–239.

HESS, E., E. LANDOLT & R. HIRZEL (1967): *Flora der Schweiz.* – Bd. 1. Basel, 858 S.

IMBRIE, J. & K. PALMER IMBRIE (1979): *Ice ages. Solving the mystery.* – Hillside, 224 S.

KAISER, K. F. (1979): *Ein späteiszeitlicher Wald im Dättnau bei Winterthur/Schweiz.* – Diss. Univ. Zürich, 90 S.

KAUFMANN, F. J. (1860): Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. – Neue Denkschriften der allgemeinen Schweizerischen Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften 17, 1–135.

KELLER, W. A. & B. AMMANN (1982): *Granulometrische und pollenanalytische Untersuchungen an Silt-Ablagerungen in einem Aufschluss in Ellikon a. Rh./ ZH. – Phys. Geographie 1, 237–248.*

KLÖTZLI, F. (1968): *Über die soziologische und ökologische Abgrenzung schweizerischer Carpinion- von den Fagion-Wäldern.* – Feddes Repert. 78, 15–37.

KOPP, J. (1962a): *Veränderungen von Seen und Flussläufen in der Zentralschweiz in interglazialer und postglazialer Zeit.* – Mitt. Natf. Ges. Luzern 19, 153–166.

(1962b): *Erläuterungen zu Blatt Luzern des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000.* – Schweiz. Geol. Kommission, 66 S.

KÜTTEL, M. (1974): *Zum alpinen Spät- und frühen Postglazial: Das Profil Obergurbs (1910 m) im Diemtigtal, Berner Oberland, Schweiz.* – Z. Gletscherkunde und Glazialgeol. 10, 207–216.

(1977): *Pollenanalytische und geochronologische Untersuchungen zur Piottino-Schwankung (Jüngere Dryas).* – Boreas 6, 259–274.

(1979): *Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und zum Gletscherrückzug in den westlichen Schweizer Alpen.* – Ber. Schweiz. Bot. Ges. 89, 9–62.

(1982a): *Veränderungen in der spätglazialen Umwelt von Luzern.* – Phys. Geographie 1, 195–204.

(1982b): *Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsentwicklung der Zentralschweiz.* – Phys. Geographie 5, 33.

(1983): *Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz.* – Polykop. Manuskript, 213 S.

(1984): *Würm-Stratigraphie der Zentalschweiz.* – Eiszeitalter und Gegenwart 34, 194–196.

(1987): *Jungpleistozän-Stratigraphie der Zentralschweiz.* – Proceedings INQUA-S.E.Q.S. Symposium Zürich 1985 (im Druck).

KÜTTEL, M., M. LÖSCHER & A. HÖLZER (1986): *Ergebnisse paläobotanischer Untersuchungen zur Stratigraphie und Ökologie des Würms im Oberrheingraben zwischen Karlsruhe und Mannheim.* – Eiszeitalter und Gegenwart 36, 75–88.

LÄUPPI, U. F. (1983): *Geomorphologie im mittelländischen Reussgletschergebiet.* – Diss. Univ. Zürich, 166 S.

LANG, G. (1985): *Palynological research in Switzerland 1925–1985.* – Diss. Bot. 87, 11–82.

LOTTER, A. (1985): *Amsoldingersee – Late-glacial and holocene environment of a lake at the southern edge of the Swiss Plateau.* – In G. LANG (ed.) Swiss lake and mire environments during the last 15000 years. Diss. Bot. 87, 185–208.

LÜDI, W. (1945): *Bergföhrenwälder und Moore in den Voralpen zwischen der Waldemme und der Sarneraa.* Verhandl. Natf. Ges. Basel 56, 204–222.

(1950): *Paul Müllers Pollendiagramme von Weiherbach, Luzern.* – Ber. Geobot. Forsch'Inst. Rübel Zürich 1949, 94–101.

(1953): *Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen.* – Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich 27, 1–208.

(1962): *Beitrag zur Waldgeschichte der südlichen Entlebucheralpen.* – Veröff. Geobot. Inst. ETH, Stifg. Rübel Zürich 37, 169–182.

LÜDI, W. & P. STUDER (1959): *Ein Pollendiagramm aus der bronzezeitlichen Station «Sumpf» am Zugersee (Schweiz).* – Ber. Geobot. Frosch'Inst. Rübel Zürich 1958, 126–140.

MANGERUD, J., S. T. ANDERSEN, B. E. BERGLUND & J. J. DONNER (1974): *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification.* – Boreas 3, 109–128.

MANGERUD, J. & B. E. BERGLUND (1978): *The subdivision of the Quaternary of Norden: A discussion.* – Boreas 7, 179–181.

MERKT, J. & J. STREIF (1970): *Stechrohr-Bohrgeräte für limnische und marine Lockersedimente.* – Geol. Jb. 88, 137–148.

MÜLLER, P. (1949): *Die Geschichte der Moore und Wälder am Pilatus.* – Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich 24, 1–94.

(1950): *Pollenanalytische Untersuchungen in eiszeitlichen Ablagerungen bei Weiherbach (Kt. Luzern).* – Ber. Geobot. Forsch'Inst. Rübel Zürich 1949, 67–94.

(1966): *Die Entwicklung der Wälder im Suhrental*

und die gegenwärtige Flora. – Mitt. Aargauischen Natf. Ges. 27, 5–100.

OECHSLIN, M. (1927): *Die Wald- und Wirtschaftsverhältnisse im Kanton Uri.* – Beitr. Geobot. Landesaufn. Schweiz 14, 1–209.

RENNER, F. (1982): *Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Untersuchungen an fossilen Hölzern.* – Phys. Geographie 8, 1–183.

RENNER, F., M. KÜTTEL & K. OECHSLIN (1982): *Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte im Raume Urserental–Furkapass.* – Phys. Geographie 7, 8–27.

RIKLI, M. (1909): *Die Verbreitung der Arve in der Schweiz.* Neue Denkschriften Schweiz. Natf. Ges. 54, 1–455.

RÖSCH, M. (1983): *Die Geschichte der Nussbaumer Seen (Kanton Thurgau) und ihrer Umgebung seit dem Ausgang der letzten Eiszeit aufgrund quartärbotanischer, stratigraphischer und sedimentologischer Untersuchungen.* – Mitt. Thurgauische Natf. Ges. 45, 1–110.

SCHINDLER, C. (1972): *Zur Geologie der Gotthardnordrampe der Nationalstrasse N2.* – Eclogae geol. Helv. 65, 391–423.

SCHMID, E. (1930): *Vegetationskarte der oberen Reusstäler.* – Beitr. Geobot. Landesaufn. Schweiz 16, 1–64.

(1936): *Die Reliktföhrenwälder der Alpen.* – Beitr. Geobot. Landesaufn. Schweiz 21, 1–190.

SCHWEINGRUBER, F. H. (1973): *Föhrenwälder im Berner Oberland und am Vierwaldstättersee.* – Ber. Schweiz. Bot. Ges. 83, 175–204.

SCHREIBER, K. F. (1977): *Wärmegliederung der Schweiz aufgrund von phänologischen Geländeaufnahmen in den Jahren 1969 bis 1973.* – Grundlagen für die Raumplanung, EDMZ, 69 S.

SHACKLETON, N. J. (1969): *The last interglacial in the marine and terrestrial records.* – Proc. R. Soc. Lond. B 174, 135–154.

(1977): *The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene.* – Phil. Trans. R. Soc. London B 280, 169–182.

SHACKLETON, N. J. & N. D. OPDYKE (1973): *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V 28–238: Oxygen isotope temperatures and ice volume on a 10^5 and 10^6 years scale.* – Quat. Res. 3, 39–55.

SIEGENTHALER, U. & U. EICHER (1986): *Stable oxygen and carbon isotope analysis.* – In B. E. BERGLUND: Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. Chichester, 407–422.

STAMM, E. (1983): *Die Eichen-Hainbuchenwälder der Nordschweiz.* – Beitr. Geobot. Landesaufn. Schweiz 22, 1–163.

TREPP, W. (1947): *Der Lindenmischwald (Tilieto-Asperuletum taurinae) des schweizerischen voralpinen Föhn- und Seenbezirkes und seine pflanzensoziologische und forstliche Bedeutung.* – Beitr. Geobot. Landesaufn. Schweiz 27, 1–128.

VOGEL, J. C. & KRONFELD (1980): *A new method for dating peat.* – South African Journal of Science 76, 557–558.

WALTER, H. & H. LIETH (1964): *Klimadiagramm-Weltatlas.* – Jena.

WEGMÜLLER, S. (1966): *Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des südwestlichen Jura.* – Beitr. Geobot. Landesaufn. Schweiz 48, 1–144.

(1982): *Die Schieferkohlenlager von Gondiswil–Ufhusen.* – Phys. Geographie 7, 81–89.

WELTEN, M. (1978): *Das jüngere Quartär im nördlichen Alpenvorland der Schweiz auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen.* – In B. FRENZEL (ed.): Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 «Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere». Polykop. DFG, Bonn-Bad Godesberg, 54–75.

(1979): *Late Glacial and Late Weichselian (Spätglazial und Spät-Würm): a comment.* – Boreas 8, 396.

(1982a): *Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz.* – Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F. 156, 1–174.

(1982b): *Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen.* – Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 95, 1–104.

WIJK, A. VAN DER, F. EL-DAOUSHY, A. R. ARENDS & W. G. MOOK (1987): *Dating peat with U/Thorium disequilibrium. Some geochemical considerations.* – Isotope Geoscience (in press).

ZOLLER, H. (1960): *Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz.* – Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 83, 45–156.

ZOLLER, H. C. SCHINDLER & H. RÖTHLISBERGER (1966): *Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorderrheingebiet.* – Verh. Natf. Ges. Basel 77, 97–164.

Meinrad Küttel
Fachhochschule Wiesbaden
Fachbereich Weinbau und
Getränketechnologie
von Lade-Str. 1, D-6222 Geisenheim

André Lotter
Universität Bern
Systematisch-Geobotanisches Institut
Altenbergrain 21, CH-3013 Bern