Palynostratigraphische Untersuchungen an Ligniten der im nördlichen Napfvorland gelegenen Zeller Schotter (Schweizerisches Mittelland)

Autor(en): **Wegmüller, Samuel**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **89 (1996)**

Heft 2

PDF erstellt am: **27.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-167924

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv. 89/1: 789–810 (1996)

0012-9402/96/020789-21 $1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

Palynostratigraphische Untersuchungen an Ligniten der im nördlichen Napfvorland gelegenen Zeller Schotter (Schweizerisches Mittelland)

SAMUEL WEGMÜLLER[1]

Key words: Palynostratigraphy, lignites, Quaternary, Swiss plateau

ABSTRACT

Palynostratigraphic investigations on the so-called "Zell lignite-complex" from a profile taken in the gravel pit close to Zell (Swiss plateau) revealed a pollen sequence, which can be connected with the long pollen sequences of the lignite area of Gondiswil/Ufhusen (Wegmüller 1992). The Zell lignite-complex corresponds with the transition period from the end of the last interglacial (Riss/Würm) to the Early Würm. This period was characterized by phases with strong erosion and accumulation. The Lower "Zeller Schotter" were deposited during the Riss Glacial and partially at the beginning of the last interglacial. The "Upper Zeller Schotter" probably date to the phases of sedimentation in Middle Würm.

ZUSAMMENFASSUNG

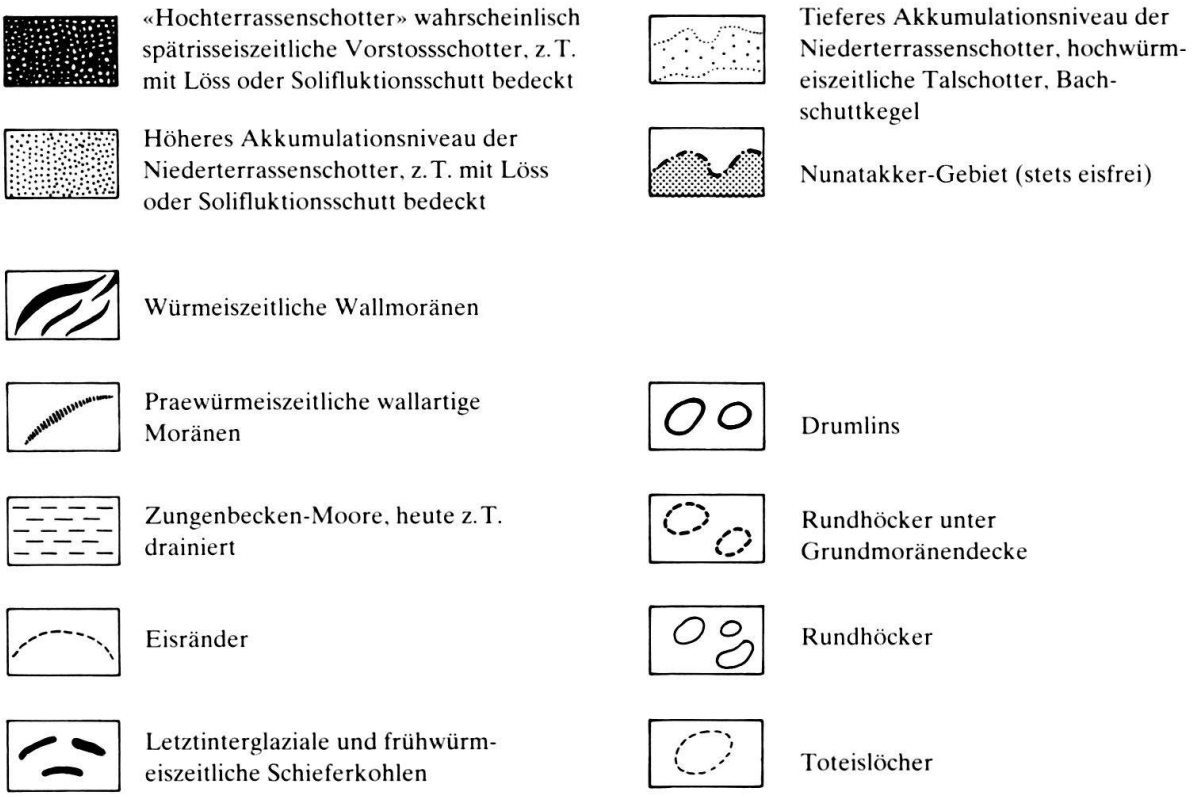
Palynostratigraphische Untersuchungen am Zell Lignit-Komplex der im Lutherntal gelegenen Kiesgrube bei Zell (Schweizerisches Mittelland) erbrachten eine Pollensequenz, die mit den langen Sequenzen von Profilen aus dem Schieferkohlengebiet von Gondiswil/Ufhusen (Wegmüller 1992) korreliert werden kann. Der Zell Lignit-Komplex ist in den Endabschnitt der letzten Warmzeit (Riss/Würm-Interglazial) und in die initialen Abschnitte des Frühwürm einzustufen. Diese Übergangsperiode ist durch Phasen erhöhter Erosion und Akkumulation gekennzeichnet. Die Ablagerung der Untern Zeller Schotter ist der Risseiszeit und frühen Phasen des Riss/Würm-Interglazials zuzuordnen, jene der Obern Zeller Schotter wahrscheinlich dem Mittelwürm.

1. Einleitung und Problemstellung

Das im nördlichen Napfvorland (Schweizerisches Mittelland) zwischen den Bächen Langete und Wigger gelegene Gebiet (Fig. 1) hat seit Jahrzehnten die Aufmerksamkeit von Geologen, Geomorphologen, Paläontologen und Quartärbotanikern auf sich gezogen. Nach der Karte von Imhof (1965) und den Atlasbättern von Gerber & Wanner (1984) sowie Gerber & Kopp (1990) blieb dieses Gebiet während der letzten Eiszeit unvergletschert. Dies mag einer der Gründe sein, warum sich hier letztinterglaziale und frühglaziale Ablagerungen besser erhalten haben als im intramoränen Bereich. Als aufschlussreich erwiesen sich insbesondere die zwischen Huttwil und dem Becken des Wauwilermooses gelegenen Talabschnitte des Ibachs, der Rot und der Luthern, deren Terrassen bedeutende Schieferkohlenlager oder zumindest humose fossilführende Schichten enthalten, die

[1] Zelgli 42, CH–3322 Mattstetten

Fig. 1. Ausschnitt aus der geomorphologischen Karte von Hantke (1968), leicht vereinfacht. Schotter und Wallmoränen im Bereich des westlichen Aare/Reuss-Gletschers. Schwarze Kreisfläche: Lage der Kiesgrube bei Zell. Publikation mit freundlicher Erlaubnis von Herrn Prof. Dr. R. Hantke, Stäfa.



Legende zu Fig. 1

palynostratigraphisch auswertbar sind. Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Litho- und Chronostratigraphie der im Tal der Luthern gelegenen Zeller Schotter.

Die Luthern, einer der zahlreichen Bäche, die das im Schweizerischen Mittelland gelegene Molassemassiv des Napf (1405.9 m) fächerartig entwässern, hat ihren Ursprung in den südlich des Luthernbades (875 m) gelegenen Gräben. Sie fliesst von hier nordwärts zur Ortschaft Luthern (778.4 m) und dann über Hofstatt (705 m) nach Hüswil (612 m), wo sie sich gegen Osten nach Zell (588 m) wendet und über Briseck (574 m) die Gegend von Gettnau (545 m) erreicht. Hier setzt sie ihren Lauf abrupt in nördlicher Richtung fort und vereinigt sich bei Nebikon (491 m) mit der Wigger (Fig. 1).

Im Lutherntal treten zwischen Luthernbad und Gettnau auf beiden Talflanken mächtige Schotterkörper in Erscheinung (Fig. 1), die das Landschaftsbild nachhaltig prägen. Diese von der Luthern geschütteten Schotter sind in verschiedenen Kiesgruben des Tales tief aufgeschlossen, so insbesondere in der SE Zell gelegenen Kiesgrube Meier (637'050/220'450), ferner in den Gruben bei Briseck, Gettnau und «Usser Stalden» sowie in weiteren zwischen Hüswil und Luthern gelegenen Gruben. Erni et al. (1943) haben die Schotter des Lutherntales, die derselben Schotterterrasse angehören wie diejenige der Kiesgrube Meier in Zell und auch in der Geröllzusammensetzung übereinstimmen, als «Schotter von Zell» oder «Zeller Schotter» bezeichnet. Nach Gerber (1923) unterlagern sie ebenfalls die Schieferkohlen im Gebiet von Ufhusen und Gondiswil.

Die Schotteroberkante liegt bei Zell rund 40 m über der Talsohle. Am Talausgang des Warmisbaches reichen die Schotterkörper bis zu 15 m unter den Talboden. An dieser Stelle ergibt sich eine Schottermächtigkeit von über 52 m. Die Zeller Schotter sind horizontal geschichtet; Deltaschichtung wurde bisher nirgends festgestellt. Sie bestehen aus-

nahmslos aus Geröllen der Napfnagelfluh und liegen, soweit der Kontakt festgestellt werden kann, direkt der Molasse auf.

Weder im Liegenden noch im Hangenden der Schotterkörper wurden bisher Moräne festgestellt. Einzig auf dem Schotterkörper der aufgelassenen Kiesgrube von «Usser Stalden» (641'800/220'900) ESE Gettnau findet sich nach Frey (1907), Gerber (1923), Erni et al. (1943), Zimmermann (1963) und Hantke (1968) eine beträchtliche Moränenüberlagerung mit alpinen Geröllen. Die Oberkante der Schotter liegt hier mit 543 m wesentlich tiefer als jene der Schotter von Gettnau (ca. 585 m), was Hantke auf Erosion durch den ersten würmzeitlichen Vorstoss des Aare/Reuss-Gletschers zurückführt.

Die weiter ostwärts das Zungenbecken des Wauwilermooses umrahmenden Wallmoränen, die sich von Zuswil über Ettiswil und Hoostris nach Wauwil erstrecken (Fig. 1), werden dem zweiten würmzeitlichen Vorstoss des Aare/Reuss-Gletschers zugeordnet, der in die Zeit von 25 000–18 000 B.P. eingestuft wird (Hantke 1968).

Schon Frey (1907) und später auch Erni et al. (1943, Fig. 1, S. 87) fiel auf, dass in den Zeller Schottern tonig sandige fossilführende Schichten eingelagert sind, so in der SW-Wand der Kiesgrube Meier bei Zell in der Höhe von 603–612 m ü. M. Diese fossilführenden Schichten sind in mehreren Kiesgruben des Lutherntales festzustellen.

Küttel (Küttel & Lotter 1987) bezeichnete die tonig-humosen Schichtstösse als «Zell Lignit-Komplex». Im folgenden brauchen wir hierfür die Bezeichnung «Lignit-Komplex». Für die Schotter im Liegenden, die oft zu löcheriger Nagelfluh zementiert sind, führte er die Bezeichnung «Untere Zeller Schotter» ein, für jene im Hangenden mit geringerem Zementationsgrad und höherem Sandanteil die Bezeichnung «Obere Zeller Schotter».

Forcart (1943) führte an einem der sandig tonig-humosen Schichtstösse aus der Kiesgrube Meier in Zell malakologische Untersuchungen durch. Insgesamt stellte er darin 35 verschiedene Molluskenarten fest, von denen heute im Schweizerischen Mittelland vier ausgestorben sind, nämlich *Vertigo genesii* GRDL., *Pagodulina sparsa principalis* KLEMM, *Graciliaria filograna* (RSSM.) und *Gonyodiscus perspectivus* (M-HLF.). Forcart vermerkt jedoch hierzu, dass das Klima des heutigen Verbreitungsgebietes dieser vier Arten jenem der Fundstelle im Lutherntal ähnlich sei. Eine parallel dazu geführte pollenanalytische Untersuchung von Härri (1943) an derselben Schicht zeitigte aus Gründen des geringen Pollengehaltes weniger gesicherte Hinweise. Erni et al. (1943, S. 122) kamen anhand der Untersuchungen zu folgenden Schlüssen: «Das Klima kann nach Fauna und Flora nicht allzu rauh gewesen sein, sondern muss etwa dem heutigen geglichen haben. Es liegt deshalb am nächsten, auf eine interglaziale Entstehung sowohl der Fossilschicht als auch des Schottersystems, dem sie angehört, zu schliessen.» Eine genauere chronostratigraphische Zuordnung gelang damals nicht. Ferner waren Erni et al. überzeugt, dass zwischen der Ablagerung der Zeller Schotter durch die Luthern und der Bildung der grossen Schieferkohlenflöze nördlich von Zell sowie talaufwärts zwischen Hüswil und der Haltestelle Gondiswil (Fig. 1) eine enge genetische Beziehung in dem Sinne bestehe, dass durch die stauende Wirkung der Zeller Schotter die Voraussetzung zur Ablagerung der Schieferkohlen geschaffen worden sei.

Küttel (1982, 1984, 1989a, 1989b) nahm später die pollenanalytischen Untersuchungen am Lignit-Komplex verschiedener Schotterkörper des Lutherntales erneut auf. In seinen Profilen aus der Kiesgrube bei Zell folgt oberhalb einer Kalksinterschicht mit warmzeitlichen Pollenspektren der Lignit-Komplex mit einer längeren von *Pinus* und *Pi-*

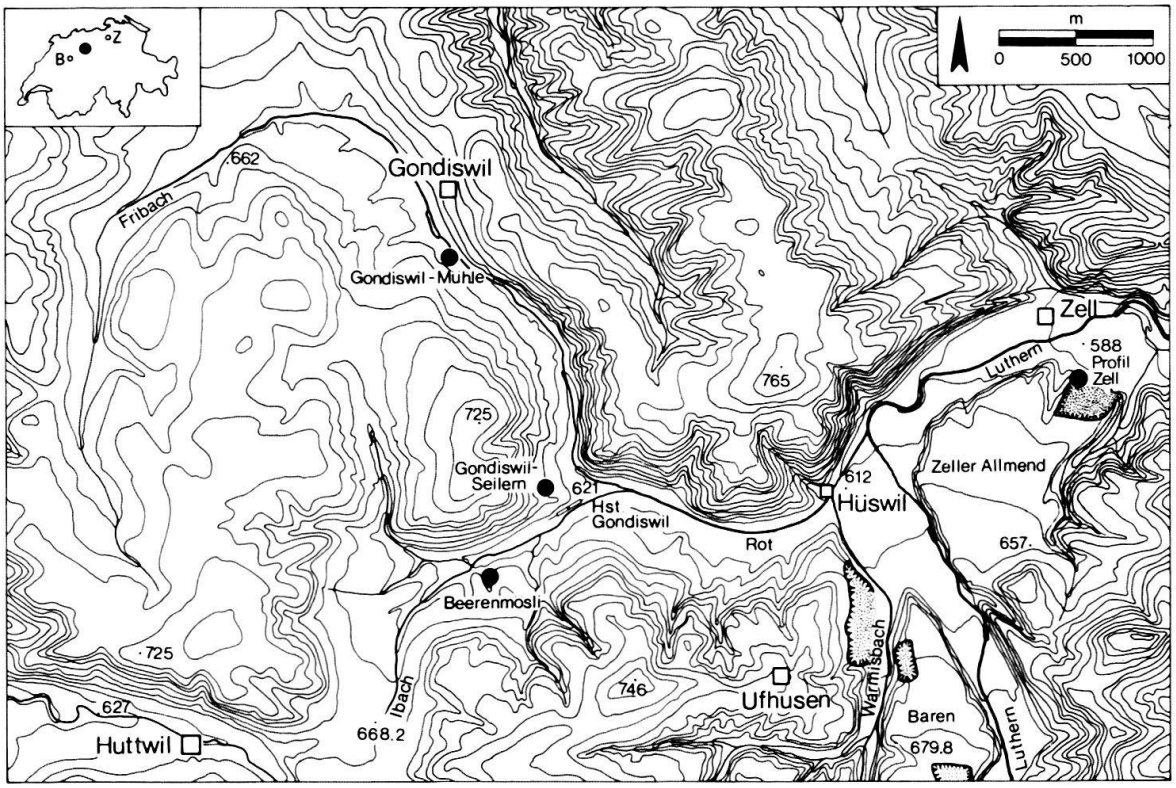


Fig. 2. Lage der vom Autor pollenanalytisch untersuchten Profile im Gebiet von Gondiswil, Ufhusen und Zell.

cea dominierten Sequenz, die er ins Frühwürm stellt. Die Untern Zeller Schotter stuft er ins Riss-Glazial ein, die Obern ins Mittelwürm. Damit grenzt er zugleich auch den ersten würmzeitlichen Vorstoss des Aare/Reuss-Gletschers auf das Mittelwürm ein.

Der Autor der vorliegenden Studie befasste sich über Jahre mit der pollenanalytischen Untersuchung von Bohrprofilen aus dem Schieferkohlengebiet von Gondiswil/Ufhusen (Wegmüller 1992). Anhand der drei Profile Beerenmösli, Gondiswil-Seilern und Gondiswil-Mühle (Fig. 2) gelang es, sehr lange vegetationsgeschichtliche Sequenzen nachzuweisen, die den Zeitraum vom Ende des Riss-Glazials über das Riss/Würm-Interglazial und das Frühwürm bis zum Mittelwürm aufzeigen. Es lag nun nahe, die vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen auf den Lignit-Komplex aus der Kiesgrube bei Zell auszudehnen mit dem Ziel, dessen palynostratigraphische Zuordnung anhand der erwähnten Profile zu überprüfen.

2. Untersuchungsmethoden

2.1 Geländearbeit

Zu Beginn des Jahres 1982 wurde im nördlichen Abschnitt der Kiesgrube bei Zell (Kt. Luzern) der Abbau intensiv vorangetrieben. Dabei wurde der Lignit-Komplex breit aufgeschlossen. An der präparierten Stichwand konnten am 19. Februar die ersten Sedimentproben entnommen werden. Im Zuge des fortschreitenden Abbaus wurden sodann

am 29. März, 29. April und am 24. Juli weitere Proben entnommen. Insgesamt wurde ein Profil von 11.40 m erfasst. Die Probenentnahme erfolgte je nach Sedimentmaterial in Abständen von 5–10 cm. Die Proben wurden in Polyaethylen-Beutel verpackt und im Kühlraum der Botanischen Institute in Bern gelagert.

Die Oberkante des Profils wird durch eine dünne humose Schicht des Lignit-Komplexes gebildet. Darüber liegen diskordant die Obern Zeller Schotter. Das Nivellement ergab für die Oberkante eine Höhe von 613.13 m ü. M. Die Koordinaten der Profilentnahmestelle lauten: 636'950/220'550 (Neue Landeskarte 1 : 25 000, Blatt 1128 Langenthal).

Heute ist der Aufschluss zugeschüttet und nicht mehr zugänglich. In den letzten Jahren ist die Grube durch intensiven Abbau nach Westen erweitert worden. Im Juni 1994 war hier westlich der Strasse, die auf die Zeller Allmend führt, der Lignit-Komplex erneut gut aufgeschlossen.

2.2 Aufbereitung des Sedimentmaterials

Zur Aufbereitung der Sedimente, die am Systematisch-Geobotanischen Institut der Universität Bern erfolgte, wurde den Proben mit einem Stechgerät je ein Sedimentwürfel von 1 cm^3 entnommen. Bei siltig sandigem Material umfassten die einzelnen Proben 2–10 cm^3. Zur Trennung des fossilen Pollens vom Begleitmaterial wurde folgende Behandlung durchgeführt: HCl, KOH, HF, HCl, Acetolyse, KOH, Glycerin. Bei schwierig aufzubereitenden Proben wurde eine Schweretrennung mit $ZnCl_2$ durchgeführt. Ferner wurde den einzelnen aufzubereitenden Proben zur Bestimmung der Pollenkonzentration eine bestimmte Menge von *Lycopodium*-Sporen (Stockmarr 1971) beigefügt.

Von den vorwiegend minerogenen Sedimenten wurden Proben von 5–10 g gesiebt und die Grobsand- (2,0–0,2 mm), Feinsand- (0,2–0,05 mm) sowie Silt- und Ton-Anteile (< 0,05 mm) bestimmt.

2.3 Mikroskopische Analyse und Berechnung der Anteile der einzelnen Taxa

Bei der pollenanalytischen Untersuchung wurde angestrebt, pro Horizont 500 Pollen und mehr auszuzählen. Bei pollenarmen Präparaten wurde allerdings diese Summe trotz Untersuchung von bis zu 5 Präparaten nicht erreicht. Zum Vergleich standen die Sammlung rezenten Pollens, die Fotosammlung und die entsprechende Bestimmungsliteratur des Instituts zur Verfügung.

Der Erhaltungszustand des Pollens war mässig gut bis schlecht, in den Sedimenten mit höheren organischen Anteilen wesentlich besser. Die Sedimentproben aus Tiefen unterhalb 540 cm sowie der Horizonte in 175–190 cm Tiefe waren sehr pollenarm. Auf die Wiedergabe der Pollenspektren dieser Horizonte wird hier verzichtet.

Die Bezugssumme zur Berechnung der prozentualen Anteile der einzelnen Taxa umfasst die Summe der Baum- und Strauchpollen (BP) ohne *Alnus* und des Nichtbaumpollens (NBP) ohne den Pollen der Cyperaceen und der Wasserpflanzen. Die Sporen der Moos- und Farnpflanzen sind ebenfalls nicht in der Bezugssumme enthalten. Die Anteile der ausgeschlossenen Taxa bezieht sich auf die Grundsumme (100%). Diese Berechnungsweise entspricht jener, die bei den drei Pollenprofilen aus dem Schieferkohlengebiet von Gondiswil/Ufhusen angewandt worden ist. Damit ist das Pollendiagramm Zell (Fig. 3) mit diesen Profilen vergleichbar.

2.4 Diagrammgestaltung (Fig. 3)

An der Wiedergabe eines Hauptdiagrammes wurde grundsätzlich festgehalten. Einmal kann darin das Verhältnis der Baumpollen zu den Nichtbaumpollen (BP/NBP), das für die Interpretation der vegetationsgeschichtlichen Entwicklung von Bedeutung ist, klar zum Ausdruck gebracht werden, zum andern lassen sich Anteile und Kurvenverlauf der einzelnen Baum- und Straucharten vergleichend besser erfassen als bei der Darstellung isolierter Silhouettenkurven. Zur bessern Übersicht wurden die Kurven von Baum- und Straucharten mit niedrigen Werten aus dem Hauptdiagramm herausgenommen und im Nebendiagramm aufgeführt. Links des Hauptdiagrammes wurden die Anteile der Baum- und Strauchpollen dargestellt, rechts jene der Krautpflanzen sowie der Wasser- und Sporenpflanzen. Anschliessend findet sich die graphische Darstellung der Anzahl festgestellter Spaltöffnungen (Stomata) der Koniferen. Grundsätzlich wurde versucht, mit einem einzigen Massstab auszukommen. Werte von 0,1–0,5% wurden durch kleine schwarze Kreisflächen dargestellt.

Das Pollendiagramm wurde in sogenannte «Local Pollen Assemblage Zones» (LPAZ) im Sinne von Cushing (1967) unterteilt. Wir brauchen dafür die Abkürzung «Zonen» (Z) und verstehen darunter Diagrammabschnitte, deren Pollen- und Sporengehalt sich von jenem benachbarter Zonen deutlich abhebt. Zur Korrelierung wurde für die Zonen die gleiche Numerierung verwendet, die bei den Vergleichsprofilen von Gondiswil/Ufhusen (Wegmüller 1992) verwendet worden ist.

3. Ergebnisse

3.1 Lithostratigraphie

Das an der nördlichen Wand der Kiesgrube bei Zell entnommene Profil (Fig. 3) weist folgende Lithostratigraphie auf (von oben):

0– 4 cm	sandige schwarzgraue Gyttja
4– 22 cm	grauer toniger Silt mit Cyperaceen-Radizellen
22– 30 cm	schwarzgrauer toniger Silt mit Cyperaceen-Radizellen
30– 32 cm	schwarze sandige Gyttja
32– 68 cm	grauer tonhaltiger Silt mit vielen Gyttjafragmenten
68– 73 cm	schwarzgrauer tonhaltiger Silt
73–110 cm	schwarzbrauner tonhaltiger Silt, leicht sandig
110–125 cm	ockerfarbener Silt mit nach unten zunehmenden Feinsand-Anteilen
125–149 cm	graue siltige Sande mit Ton
149–190 cm	grauer Grobsand mit Kies ∅ 1 cm, nach unten zunehmende rostbraune Verfärbung
190–210 cm	graue siltige Feinsande
210–215 cm	sandhaltige schwarze Gyttja
215–245 cm	braungrauer Silt mit Sand und Cyperaceen-Radizellen
245–251 cm	schwarze sandhaltige Gyttja
251–260 cm	schwarzgrauer sandhaltiger Silt
260–290 cm	schwarzbraune siltige Tongyttja
290–307 cm	dunkelgrauer tonhaltiger Silt mit Gyttja
307–375 cm	grünlich-grauer tonhaltiger Silt mit vielen organischen Resten (Gyttja)
375–395 cm	graubrauner sandiger Silt
395–450 cm	graubrauner tonhaltiger Silt mit organischen Resten (Gyttja)
450–479 cm	lamellierter stark tonhaltiger Silt mit nach unten zunehmenden Anteilen an Gyttjafragmenten
479–505 cm	rötlichbrauner tonhaltiger Silt mit organischen Resten
505–540 cm	graubrauner, siltiger Feinsand

3.2 Palynostratigraphie

3.2.1 LPAZ: Local Pollen Assemblage Zones

Zone 9: *Picea-Abies-Pinus-Alnus*-Zone (405–540 cm)

Picea dominiert mit 46–73%, *Abies* ist mit durchschnittlich 20–30% vertreten, fällt jedoch gegen den Schluss des Abschnittes zurück. Die *Pinus*-Anteile liegen zu Beginn unter 20%, steigen aber gegen das Ende leicht an. Im unteren Abschnitt ist die starke *Alnus*-Vertretung von bis zu 29,5% hervorzuheben, die im weiteren Verlauf jedoch zurückgeht. Wiederholt sind Spuren von *Carpinus* festzustellen. Auffallend sind ferner die starke Vertretung der monoleten Farnsporen und von 490 cm Tiefe weg die zahlreichen Stomata-Funde von *Pinus* und *Picea*.
Zonengrenze 9/10a: Anstieg der NBP-Werte.

Subzone 10a: *Picea-Pinus-Abies*-NBP-Zone (307,5–405 cm)

Picea dominiert mit 49,0–71,5% über die ganze Zone; die *Pinus*-Werte liegen bei 16–30,5%, während die *Abies*-Anteile kontinuierlich bis auf 1,5% zurückfallen. Die NBP weisen mit 1,5–16,0% stark schwankende Werte auf, wobei vor allem die Gramineae, Cichorioideae, Asteroideae, Apiaceae und Ranunculaceae zeitweise eine stärkere Zunahme erfahren. Neu treten auch die Cyperaceae deutlicher in Erscheinung. Auffallend ist der Rückgang der Stomata-Funde der Koniferen.
Zonengrenze 10a/10b: *Picea*-Anstieg, Rückgang der NBP-Anteile.

Subzone 10b: *Picea-Pinus*-Zone (280–307,5 cm)

Starke *Picea*-Dominanz mit Werten von über 70%, Rückgang von *Abies* und *Alnus* auf minimale Anteile, Aussetzen der *Carpinus*-Spuren und Rückgang der NBP-Anteile bis 1,5%. Erneute Zunahme der Stomata-Funde.
Zonengrenze 10b/10c: *Picea*-Rückgang und *Pinus*-Anstieg.

Subzone 10c: *Pinus-Picea*-NBP-Zone (215–280 cm)

Pinus-Anstieg zur Dominanz über *Picea*, ausgeprägter Rückgang von *Picea* mit stark schwankenden Anteilen, leichter Vorstoss von *Betula* auf 5%, NBP-Zunahme bis zu 18,5%, starkes Hervortreten der Cyperaceen.
Zonengrenze 10c/10d: *Picea*-Anstieg und *Pinus*-Rückgang.

Subzone 10d: *Picea-Pinus*-Zone (195–215 cm)

Erneuter *Picea*-Anstieg zur Dominanz (65%), *Pinus*-Rückgang auf 27,5%, Rückgang der NBP- und der Cyperaceen-Werte auf unter 2%.
Zonengrenze 10d/11: Steiler Anstieg der NBP-Werte.

Zone 11: NBP-*Pinus-Picea*-Zone (110–195 cm)

Anstieg der NBP-Werte bis zu 71%; daran sind insbesondere die Gramineae sowie die Cichorioideae und Asteroideae beteiligt. Die *Pinus*-Anteile erreichen 27,5–43%. Markanter Rückgang der *Picea*-Werte bis zu 4%, im oberen Abschnitt der Subzone erneuter Anstieg der *Alnus*-Werte auf 10%. Weitgehendes Aussetzen der *Pinus*- und *Picea*-Stomata. Leichtes Hervortreten von *Selaginella selaginoides* (3%) und von *Sphagnum* (1,8%).
Zonengrenze 11/12a: Starker Rückgang der NBP-Werte, Anstieg der *Picea*-Anteile.

Subzone 12a: *Picea-Pinus*-Zone (68–110 cm)

Picea wird mit Werten von 52–71,5% erneut dominant über *Pinus* (21,5–38%). Rückgang von *Alnus* und *Betula* auf minimale Werte.
Zonengrenze 12a/12b: Anstieg der Kurven von *Pinus, Betula* und *Alnus*.

Subzone 12b: *Pinus-Picea-Betula*-Zone (0–68 cm)

Kodominanz von *Pinus* und *Picea*. Deutliche Zunahme der *Betula*- und der *Alnus*-Werte; erhebliche Zunahme der NBP- und der Cyperaceen-Werte sowie der Anteile der monoleten Farnsporen. Die Sporen von *Botrychium, Selaginella* und *Sphagnum* treten deutlicher in Erscheinung. Auffallend ist ferner das erneute Auftreten der Koniferen-Stomata, bemerkenswert auch das Erscheinen der Spuren von *Salix, Hippophaë, Juniperus* und *Larix*.

3.2.2 Grundzüge der vegetationsgeschichtlichen Entwicklung

Die vegetationsgeschichtliche Entwicklung, wie sie im Profil Zell durch Pollenfunde belegt ist, lässt folgende Grundzüge erkennen: Die Vegetationsdecke des gesamten Zeitabschnittes, sieht man vom markanten Einschnitt der Zone 11 ab, ist durch Nadelwälder gekennzeichnet, deren Zusammensetzung im Verlaufe der Zeit eine Änderung erfährt. Die Fichte *(Picea)* ist in den meisten Abschnitten dominant. Die Kiefer *(Pinus)* ist zu Beginn am Aufbau der Wälder wenig beteiligt (Z 9a), gewinnt dann aber an Bedeutung und erlangt stellenweise die Dominanz über die Fichte (Z 10c, 12b). Im Gegensatz dazu ist die Weisstanne *(Abies)* zu Beginn in den Nadelwäldern noch mit bedeutenden Anteilen vertreten (Z 9), geht dann aber im Verlaufe der Zeit stark zurück (Z 10a, 10b). Das gleiche gilt für die Erlen *(Alnus incana, A. glutinosa, A. viridis)*. Diese Entwicklung ist so zu interpretieren, dass sich innerhalb dieses Zeitabschnittes die temperierten Verhältnisse zu kontinentalen gewandelt haben.

Auffallend ist ferner die geringe Vertretung des Pollens wärmeliebender Bäume des Eichenmischwaldes im gesamten Profil. Die Spuren von *Buxus* und *Ilex*, der beiden thermophilen Taxa, sind selten, ebenso jene von *Fagus*. Der Pollen der Hainbuche *(Carpinus)* ist im unteren Profilabschnitt noch regelmässig festzustellen, im oberen tritt er nur sporadisch auf. Ferner fällt auf, dass die einzelnen Taxa des NBP-Spektrums, von den Cichorioideae abgesehen, nur mit geringen Werten vertreten sind.

3.2.3 Vegetationsdecke und Sedimentation

Die pollenanalytisch untersuchten Sedimente aus dem Lignit-Komplex der Kiesgrube bei Zell dürften einer während längerer Zeit vom Fluss abgetrennten grossen Rinne des Mäandersystems entstammen, die bei Hochwasser überflutet wurde. Ebenso kam es immer wieder zu Einschwemmungen aus angrenzenden Sandbänken und von unkonsolidierten Böden der weiteren Umgebung. Damit sei angedeutet, dass hier Sedimente vorliegen, die zu pollenanalytischen Untersuchungen weniger geeignet sind, weil mit Störungen durch Umlagerungen zu rechnen ist. Die Intensität der Einschwemmungen hing einerseits vom fluviatilen Regime der Luthern und andererseits auch vom unterschiedlichen Schluss der Vegetationsdecke ab.

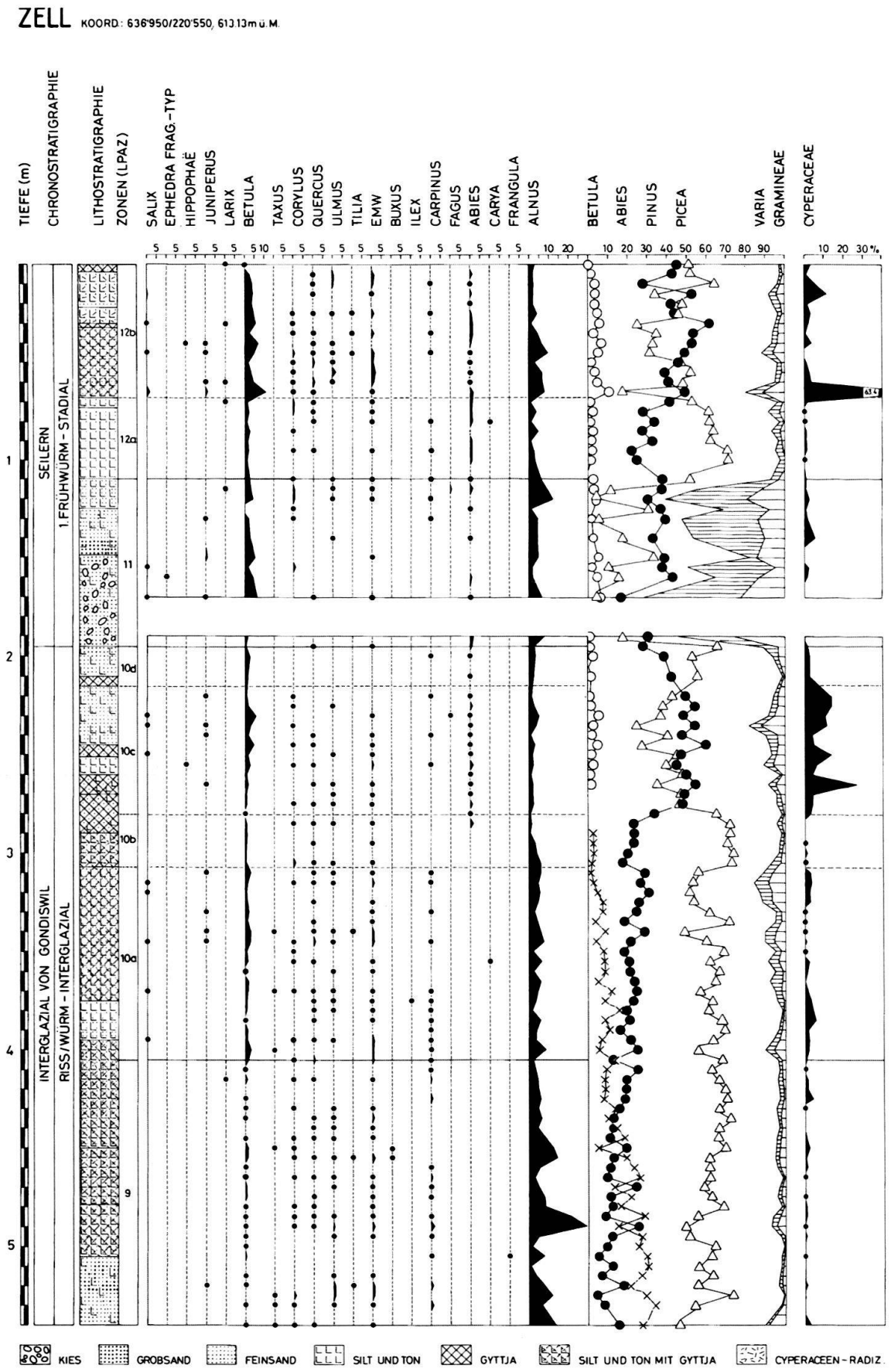
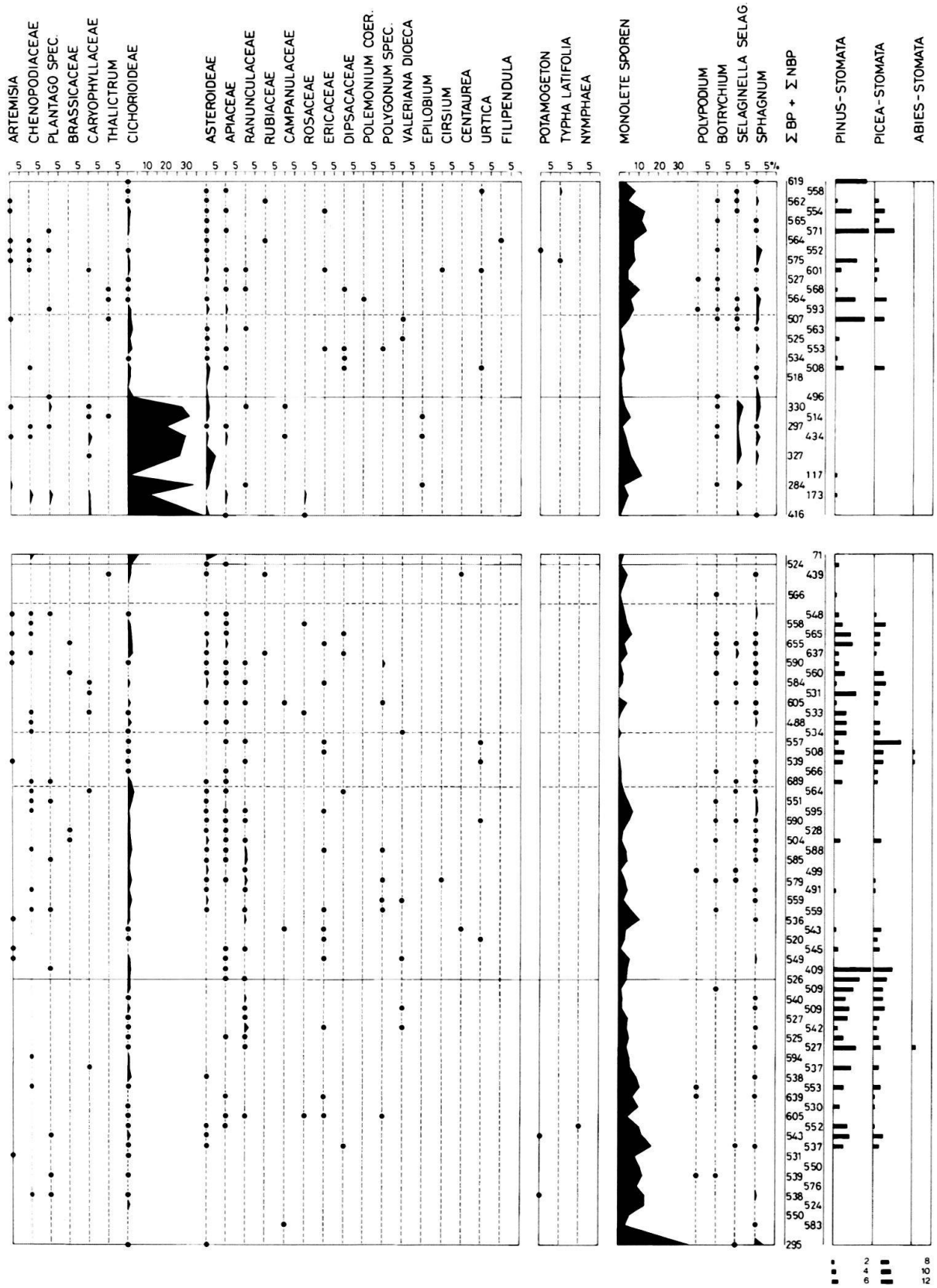


Fig. 3. Pollendiagramm Zell.

ANAL. S. WEGMÜLLER



An der Basis des Profils wird in Zone 9 siltiger Feinsand abgelagert. Bald jedoch setzen ruhigere Verhältnisse ein, was in 505–390 cm Tiefe durch die Ablagerung von Silt mit reichlich organischem Material markiert wird (Z 9). In der weiteren Umgebung des Rinnensystems finden sich geschlossene Nadelwälder (Fichte, Weisstanne und Kiefer).

In Zone 10a destabilisieren sich die Verhältnisse: im Mäanderarm werden neben Silt vermehrt Sande eingeschwemmt. Die erhöhten NBP-Werte, der markante Rückgang der Koniferen-Stomata sowie die Spuren von *Selaginella* und *Botrychium* deuten auf Auflichtung der Wälder hin. Das stärkere Hervortreten von *Pinus* und das Auftreten von *Juniperus* können mit der Besiedlung von Kiesbänken in Zusammenhang stehen. Das Erscheinen von *Salix*, die Zunahme von *Betula*, die Ausbreitung von Cyperaceen und das fast konstante Auftreten von *Sphagna*-Spuren weisen auf feuchter gewordene klimatische Verhältnisse hin. In Zone 10b zeichnet sich eine Stabilisierung ab. Die Fichtenwälder mit Kiefern schliessen sich erneut, und im Mäanderarm kommt es sogar zur Ablagerung von Gyttja, die sich bis in die nächste Zone (10c) hinein erstreckt. Dann ändern sich allerdings die Verhältnisse, kommt es nun doch zu starker Sandablagerung. In den Pollenspektren nehmen die NBP-Werte erheblich zu, und die stark schwankenden Anteile von *Pinus* und *Picea* vermitteln den Eindruck eines sich im Umbruch befindenden Nadelwaldes. Es liegt nahe, die hohen Cyperaceen-Anteile auf Verlandungsgürtel zurückzuführen, die sich zufolge zunehmender Überflutungen gebildet haben.

Das schmale Gyttjaband in 210–215 cm Tiefe leitet über zu einer nochmals stabilisierten Phase mit ausgeprägter *Picea*-Dominanz, in deren Verlauf dann allerdings die Einschwemmung von Fein- und Grobsand wiederum zunimmt. Es folgt hierauf eine ausgeprägte Störphase (Zone 11), in der massiv Sand und Kies zur Ablagerung gelangen. Die hohen NBP-Werte legen den Schluss nahe, die Nadelwälder seien in jener Zeit bis auf wenige inselförmige Gruppen dezimiert worden. Es ist aber zu beachten, dass ein bedeutender Anteil (ca. 20–30%) des NBP von Vertretern der Cichorioideae stammt, und man denkt unwillkürlich an eine massenhafte Besiedlung von Kiesbänken durch Vertreter der Korbblütler. Andererseits ist nicht zu übersehen, dass die Fichte drastisch ihre hohen Anteile verliert, die Werte der Gramineen bedeutend sind, *Salix, Juniperus* und *Artemisia* sowie Arten der Chenopodiaceae in Erscheinung treten und *Botrychium* sowie insbesondere auch *Selaginella selaginoides* auftreten. Dann ist darauf hinzuweisen, dass die in 170–190 cm Tiefe gelegenen Proben des geringen Pollengehaltes wegen nicht auswertbar waren. Es bleibt festzuhalten, dass hier ein tiefgreifender Einschnitt in die Vegetation vorliegt, der wahrscheinlich klimatisch bedingt war und nachhaltigen Einfluss auf das fluviatile Regime der Luthern hatte.

In Zone 12a führt die starke Fichtenausbreitung, der allerdings keine Initialphasen mit *Juniperus* und *Betula* vorangehen, wiederum zu dichterem Waldschluss, und die Verhältnisse stabilisieren sich soweit, dass an Stelle von Kies und Sand erneut toniger Silt zur Ablagerung gelangt. In Zone 12b zeigen die Pollenspektren eine zu Zone 10c vergleichbare Entwicklung, indem innerhalb der Nadelwälder die Kiefer die Fichte zurückdrängt. Bemerkenswert sind das Auftreten von *Artemisia* und von Arten der Chenopodiaceae, die Spuren von *Juniperus, Hippophaë* und *Salix*, die zusammen mit den erhöhten NBP-Werten sowie *Botrychium* und *Selaginella* auf offenere Verhältnisse hinweisen. Typisch ist ebenfalls der Vorstoss der Birken, die sich auf offenen Stellen des Mäandersystems ausbreiten. Die Cyperaceen-Ausbreitung und auch das Auftreten von *Sphagnum*-Sporen lassen auf stärkere Vernässung schliessen. Die höheren Anteile organischen Materials im Silt hängen wahrscheinlich mit verstärkten Einschwemmungen zusammen.

Zonen (LPAZ)	Chronostratigraphie				$\delta^{18}O$-Stufen
	Napfvorland		Alpen	Vogesen	
	Glaziale/ Stadiale	Interglazial/ Interstadiale			
27		Zälg	Mittelwürm	Lanterne II-Komplex	?
26	Horben II				
25		Widen			
24	Horben I				
22-23		Dürnten	Frühwürm	Ognon I	?
21	Bifig			Stadial I	?
20		Ufhusen		St. Germain II	5a
19	Mühle			Melisey II	5b
14-18		Huttwil I, II, III		St. Germain (I-A, I-B, I-C	5c
11-13	Seilern			Melisey I	5d
2-10		Interglazial von Gondiswil	Riss/Würm-Interglazial	Eem-Interglazial	5e
1	Ibach		Spätriss	Linexert	6

Tabelle I. Chronostratigraphie jungpleistozäner Ablagerung des nördlichen Napfvorlandes (Wegmüller 1992) und der Vogesen (Woillard 1975, 1979; De Beaulieu & Reille 1992).

3.2.4 Biostratigraphie

Von den eingangs erwähnten Pollenprofilen Gondiswil-Seilern, Gondiswil-Mühle und Beerenmösli aus dem Raum Gondiswil/Ufhusen, die untereinander korreliert werden konnten (Wegmüller 1992), ist zur palynostratigraphischen Einstufung des Profils Zell in erster Linie das Profil Beerenmösli heranzuziehen. Diese rund 4 km talaufwärts auf einer Terrasse gelegene Lokalität findet sich wie die Zeller Allmend auf der rechten Seite der Randtalung Huttwil–Zell–Willisau (Fig. 2). Die palynostratigraphischen Untersuchungen zeigten, dass diese Terrasse von intensiven Ablagerungsvorgängen sowohl im letzten Interglazial als auch während des anschliessenden Frühglazials bedeutend stärker beeinflusst worden ist als die auf der gegenüberliegenden Talseite gelegene Lokalität Gondiswil-Seilern (Fig. 2). Anhand der drei pollenanalytisch untersuchten Profile liess sich für das nördliche Napfvorland die in Tabelle I dargestellte Chronostratigraphie ableiten.

Es stellt sich nun die Frage, in welchen Abschnitt das Profil Zell einzustufen ist. In einer vereinfachten Darstellung (Fig. 4) wird versucht, die Korrelierung der beiden Profile Beerenmösli und Zell aufzuzeigen. Von den insgesamt 26 Zonen des Profils Beerenmösli finden sich nur die hier interessierenden Zonen 8–16 dargestellt. Vorauszuschicken ist, dass bei pollenanalytischen Untersuchungen mehrerer Profile des gleichen Zeitraumes nie völlige Übereinstimmung der Pollenspektren vorliegen kann, dass sich aber sehr wohl übereinstimmende Grundzüge der vegetationsgeschichtlichen Entwicklung nachweisen lassen.

Im Profil Beerenmösli wurde das gesamte letzte Interglazial pollenanalytisch erfasst. Ebenso wurden, dies zeigt der Vergleich mit den Profilen Gondiswil-Seilern und Gondiswil-Mühle, das gesamte anschliessende Frühwürm mit den drei Interstadialen Huttwil, Ufhusen und Dürnten nachgewiesen. Schwieriger gestaltete sich die Untergliederung des Überganges vom letzten Interglazial zum anschliessenden Glazial. Die gleichen Schwierigkeiten bestehen bei der vorzunehmenden Zuordnung des Profils Zell.

Als gesichert betrachtet der Autor dieser Arbeit die Korrelierung der Zonen 9, 10a und 10b der Profile Beerenmösli und Zell (Fig. 4). Als Hauptargument zur Korrelierung sind die verhältnismässig hohen Anteile von *Abies* und *Alnus* in Zone 9 anzuführen, die in den Subzonen 10a und 10b auf kleinere Werte zurückgehen. Subzone 10a ist durch eine deutliche NBP-Zunahme gekennzeichnet, die allerdings im Profil Beerenmösli weniger ausgeprägt ist als im Profil Zell. Subzone 10b wird durch eine deutliche *Picea*-Dominanz und minimale NBP-Werte charakterisiert.

Die Subzone 10c ist in beiden Profilen durch Kodominanz der stark schwankenden *Picea*- und *Pinus*-Werte gekennzeichnet. Ausserdem verzeichnen die NBP- und Cyperaceen-Werte einen auffallend starken Anstieg. Die Subzone 10d mit der erneuten *Picea*-Dominanz findet sich im Profil Zell nur rudimentär abgebildet. Ein erheblicher Unterschied zwischen beiden Profilen besteht darin, dass im Profil Beerenmösli die NBP durchwegs höhere Anteile aufweisen als im Profil Zell. Übereinstimmung besteht jedoch insofern darin, dass in beiden Subzonen die typischen Vertreter der kaltzeitlichen Steppe nur vereinzelt und zum Teil nur in Spuren auftreten. Dies ist auch der Grund, warum die beiden Subzonen des Profils Beerenmösli noch dem Endabschnitt des letzten Interglazials zugeordnet wurden (Wegmüller 1992).

Nach den pollenanalytischen Untersuchungen im Schieferkohlengebiet von Gondiswil/Ufhusen umfasst das darauffolgende erste Stadial, das nach dem oberhalb der Halte-

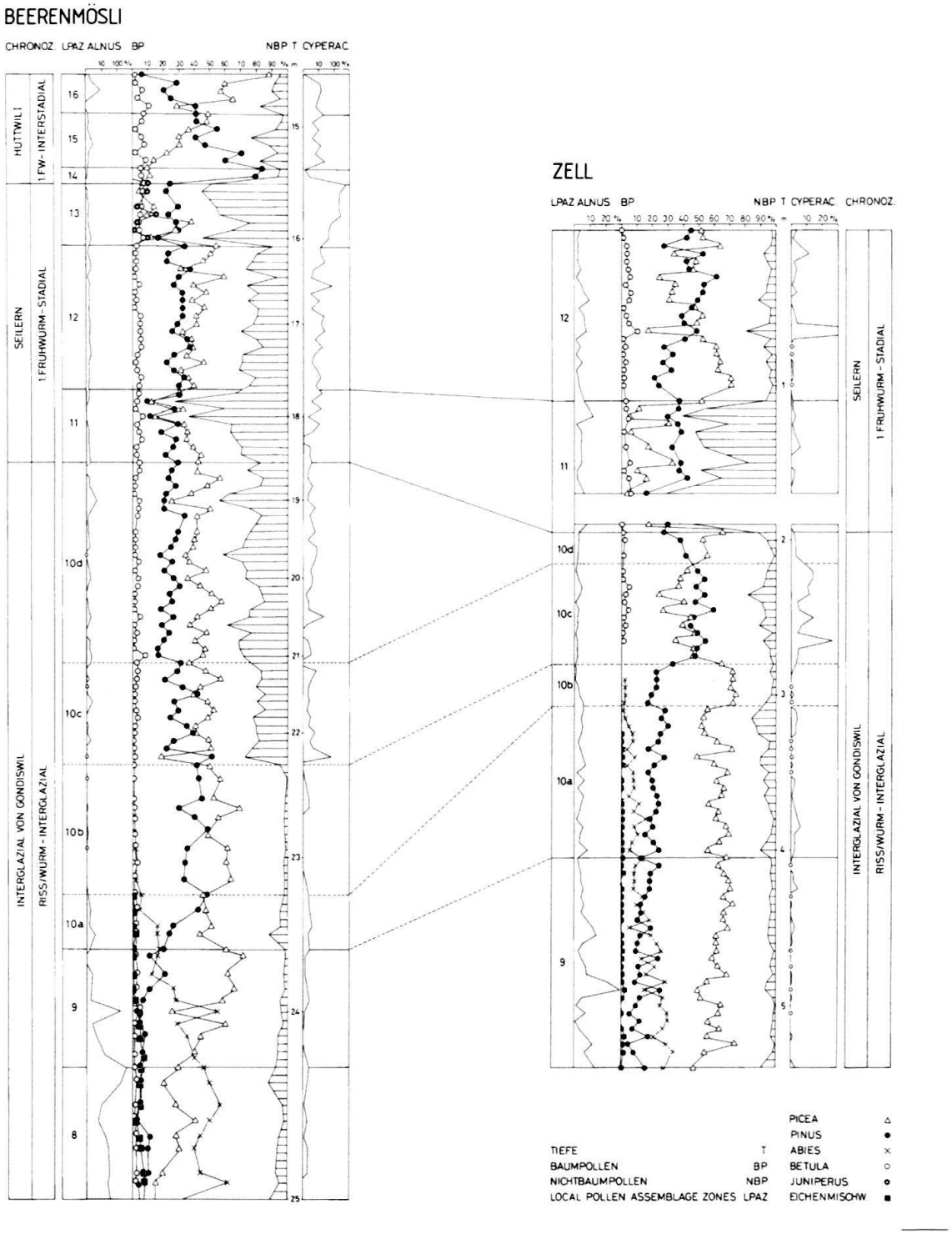


Fig. 4. Bio- und Chronostratigraphie der Profile Beerenmösli und Zell.

stelle Gondiswil gelegenen Gehöft Seilern benannt wurde, zwei kaltzeitliche Vorstösse (Z 11, Z 13), die durch eine *Picea/Pinus*-Phase (Z 12) voneinander getrennt sind (Wegmüller 1992). Nach Auffassung des Autors liegt im Profil Zell nur der erste Einbruch vor (Z 11), und dieser ist unvollständig abgebildet. Der zweite Vorstoss (Z 13) fehlt hingegen. Es ist denkbar, dass die in Zone 12 des Profils Zell abgebildete *Pinus/Picea*-Phase der Zone 12 des Profils Beerenmösli entspricht, obwohl erhebliche Unterschiede bezüglich der NBP-Anteile bestehen. Wir wissen über diese innerhalb des 1. Stadials (Seilern) gelegene klimatisch günstigere Phase zur Zeit noch wenig.

Es ist indessen nicht auszuschliessen, dass an der Basis von Zone 12a (Fig. 3) des Profils Zell ein Hiatus besteht. Der steile Anstieg der *Picea*-Kurve, der markante Rückgang der NBP-Werte und jener der Cichorioideae sowie der Sedimentwechsel in 110 cm Tiefe könnten in diesem Sinne gedeutet werden. Falls ein längerer Hiatus vorliegt, käme zur Einstufung von Zone 12 des Profils Zell am ehesten Zone 16 des Profils Beerenmösli in Frage, also eine Zuordnung zum ersten Frühwürm-Interstadial (Huttwil I); gesichert ist dies aber nicht.

Nach den palynostratigraphischen Befunden ist die Pollensequenz des Profils Zell in den oberen Abschnitt des letzten Interglazials (Riss/Würm) und ins erste Frühwürm-Stadial einzustufen.

Welten (1982, 1988) hat sich eingehend mit pollenanalytischen Untersuchungen mittel- und spätpleistozäner Ablagerungen des nördlichen Alpenvorlandes befasst. Aus seinen Untersuchungen geht hervor, dass in mittleren und späten eemzeitlichen Phasen häufig Störphasen mit torrentiellen Einschwemmungen nachzuweisen sind. Mehrere seiner Profile zeigen denn auch nur Fragmente der letztinterglazialen Vegetationsgeschichte auf. Insbesondere ist der Endabschnitt des Interglazials oft durch massive Umlagerungen und Einschwemmungen gestört. Das Profil Zell bildet hier keine Ausnahme und gliedert sich gut in diesen Rahmen ein.

Guiot et al. (1989) bezeichnen aufgrund multivariater Auswertungen der Profile Grande Pile der südlichen Vogesen (Woillard 1975) und Les Echets bei Lyon (De Beaulieu & Reille 1984) die klimatischen Verhältnisse der späten Eem-Warmzeit als sehr humid und kalt. Pons et al. (1992) kommen unter Ausweitung dieser Untersuchungen auf Profile des Massif Central in Frankreich ebenfalls zum Schluss, die Niederschläge hätten in diesem Zeitabschnitt zugenommen, die Juli-Temperaturen um 2 °C abgenommen, dagegen seien die Januar-Temperaturen um 2–3 °C angestiegen. Zagwijn (1994) schliesst für die Niederlande aufgrund der Auswertung von Klimaindikatoren wie *Hedera, Viscum, Ilex* und *Corylus* auf eine gegenüber dem Holozän ozeanischere Warmzeit und weist zugleich darauf hin, dass der Beginn dieses Thermomers kontinental, die zweite Hälfte ozeanischer gewesen seien, wobei gegen das Ende die Temperaturen rapid abgenommen hätten. Selbstverständlich können diese Feststellungen, die an Profilen aus Gebieten mit grösserem ozeanischem Einfluss gewonnen wurden, nicht direkt auf das Gebiet des nördlichen Alpenvorlandes übertragen werden. Sicher ist aber, dass im Tal der Luthern in der Übergangsphase des letzten Interglazials zum nachfolgenden Glazial bei tieferen Temperaturen und grösseren Niederschlagsmengen bedeutende Erosions- und Akkumulationsvorgänge stattgefunden haben.

3.2.5 Chronostratigraphie

Sieben Uranium/Thorium-Altersbestimmungen von Prof. Dr. M.A. Geyh und Dr. G.J. Hennig vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover ergaben für die letztinterglazialen Schieferkohlen des Profils Beerenmösli insgesamt ein mittleres korrigiertes U/Th-Alter von 115,5 ± 4,8 ka. Dieses liegt im Bereich der an marinen Sedimentproben ermittelten Daten für die Eem-Warmzeit, die wir dem Riss/Würm-Interglazial gleichsetzen. Eine weitere U/Th-Datierung zur Initialphase des ersten Frühwürm-Interstadials (Huttwil I) aus Schieferkohlen des gleichen Profils ergab ein mittleres korrigiertes U/Th-Alter von 85,7 ± 8,3 ka. Demgegenüber fielen 4 U/Th-Datierungen der Chronozonen Huttwil II bis und mit Ufhusen (Z 17–20) des gleichen Profils mit 47,9 ± 2,3 ka verhältnismässig jung aus.

Küttel (1989a) liess am gleichen Institut an Proben aus dem Lignit-Komplex der Kiesgrube bei Zell ebenfalls U/Th-Altersbestimmungen durchführen. Für die aus dem oberen Abschnitt des Lignit-Komplex stammenden Proben des von ihm mit ZEO bezeichneten Profils ergaben sich U/Th-Isochronenalter von 115 ka bzw. 103 ka, für eine weitere ebenfalls aus dem gleichen Komplex stammende Probe des Profils ZEQ ein Alter von 95 ka.

Auch wenn wir zur Zeit noch über wenige U/Th-Daten verfügen und dementsprechend auch noch wenig Erfahrungen mit dieser Datierungsmethode besitzen, haben wir doch erste Hinweise, dass die nachgewiesene Sequenz aus dem Lignit-Komplex in den Übergangsbereich des Endabschnittes des letzten Interglazials (Riss/Würm) zum ersten Frühwürm-Stadial einzustufen ist.

3.2.6 Landschaftsgenese

Die Terrassen der Zeller Schotter im Lutherntal stellen markante Landschaftselemente dar. Das Ausmass der in zahlreichen Aufschlüssen sichtbaren Schotter ist beeindruckend. Sie legen Zeugnis ab von den immensen Schüttungsvorgängen, die hier stattgefunden haben.

Aufgrund der erfassten Biozonen des Lignit-Komplexes ergibt sich für das Lutherntal ein palynostratigraphischer Bezugshorizont, der in den biostratigraphischen Raster der Region eingestuft werden kann.

Die Untern Zeller Schotter dürften im Riss-Glazial abgelagert worden sein. Bedeutende Schüttungsvorgänge sind aber auch noch in den initialen Stadien des Riss/Würm-Interglazials nachgewiesen worden (Wegmüller 1992). Grössere Ablagerungen haben auch während der *Abies*-Phase und dann insbesondere gegen Ende dieses Interglazials stattgefunden (Wegmüller 1992, 1995). In diesem Zusammenhang ist zu vermerken, dass es in der Gegend der Zeller Allmend nicht zur Ablagerung reiner Schieferkohlenflöze gekommen ist, obwohl in den Abkühlphasen Ansätze zu deren Bildung vorhanden gewesen wären; ausgedehnte Schüttungsvorgänge haben in jener Zeit deren Ablagerung verhindert. Diese Schüttungen belegen zugleich auch die Instabilität des fluviatilen Regimes in diesem Zeitabschnitt.

Was die Obern Zeller Schotter betrifft, die dem Lignit-Komplex diskordant aufliegen, lässt sich festhalten, dass sie jünger als das 1. Frühwürm-Stadial (Seilern) sind. Wir wissen nicht, welchen Zeitraum der zwischen dem Lignit-Komplex und den Obern Zeller Schottern bestehende Hiatus einnimmt, und wie weit Schotter aberodiert worden sind. Die Obern Zeller Schotter können im Verlaufe des Mittelwürm geschüttet worden sein.

Offen bleibt zur Zeit die Frage, von welchem Zeitpunkt weg die Eintiefung der Luthern in die grossen Schotterkörper stattgefunden hat.

4. Diskussion

Wie in der Einleitung vermerkt, hat sich Küttel (1989a, 1989b) eingehend mit der pollenanalytischen Untersuchung des Zell-Lignit-Komplexes von insgesamt 5 Profilen aus der bei Zell gelegenen Kiesgrube befasst. Darüber hinaus hat er drei weitere Profile aus Kiesgruben des Lutherntales (Ufhusen und Briseck) pollenanalytisch untersucht.

Eine sehr kurze Sequenz des Profils ZEN (Kiesgrube bei Zell) aus einer über den Untern Zeller Schottern gelegenen Kalksinterschicht stuft er ins letzte Interglazial ein, die Sequenz des Lignit-Komplexes hingegen ins Frühwürm. Diese längere Sequenz, die vor allem in dem von ihm mit ZEL benannten Profil gut entwickelt ist, untergliedert er in die Kryomere Baren, Lehn, Rot, Luthern und Rusa, sowie in die Thermomere Zell I, Zell II, Hüswil und Dürnten, und er korreliert diese mit den frühwürmzeitlichen Stadialen und Interstadialen der Pollenprofile vom Samerberg in Oberbayern (Grüger 1979a, 1979b).

Zwischen der chronostratigraphischen Einstufung des Zell-Lignit-Komplexes von Küttel und meiner Zuordnung besteht nun eine wesentliche Diskrepanz, die im folgenden zu diskutieren ist. Vorauszuschicken ist, dass die Probenentnahme zu beiden Untersuchungen am Lignit-Komplex des gleichen ausgedehnten Grubenabschnittes bei Zell erfolgt ist. Der Vergleich von Küttels Profilen mit dem vorliegenden Profil Zell wird allerdings dadurch erschwert, dass bei beiden Untersuchungen die Bezugssumme zur Berechnung der einzelnen Anteile Taxa nicht in gleicher Weise gebildet worden ist. Küttel schliesst im Gegensatz zu meinen Untersuchungen in die Bezugssumme auch den zum Teil stark vertretenen Pollen von *Alnus* und jenen der Cyperaceen ein. Dies hat zur Folge, dass bei starker Vertretung der beiden Taxa die prozentualen Anteile der übrigen Taxa gedrückt werden, was zum Beispiel bei *Abies* an der Profilbasis der Fall ist.

Es ist vorerst festzuhalten, dass die pollenanalytische Auswertung von Küttels Profil ZEL und meines Profils Zell vegetationsgeschichtliche Entwicklungen aufzeigt, die in den Grundzügen vergleichbar sind. Eine wesentliche Abweichung besteht darin, dass nach dem kaltzeitlichen Einbruch (Chronozone Luthern) in Küttels Diagramm, der im vorliegenden Diagramm Zell unvollständig abgebildet ist (Zone 11), sich nicht ein *Picea*-Anstieg abzeichnet, sondern ein von *Juniperus* begleiteter *Pinus*-Anstieg. Möglicherweise ist dieser Anstieg der Zone 14 (Huttwil I) des Profils Beerenmösli zuzuordnen. Anzumerken bleibt, dass sich diese Störphase in beiden Diagrammen in ungefähr gleicher Tiefe ab Obergrenze des Lignit-Komplexes findet.

Die *Picea/Pinus*-Dominanz, die sich über die gesamte Sequenz hinweg verfolgen lässt, könnte auf den ersten Blick eine Zuordnung zum Frühwürm, dessen Vegetation im Napfvorland durch boreale Nadelwälder gekennzeichnet war, nahe legen. Verschiedene Argumente sprechen nun aber gegen eine derartige Einstufung. Einmal sind *Abies* und *Alnus* an der Profilbasis mit Werten vertreten, wie sie in den drei sehr langen Profilen aus dem Schieferkohlengebiet von Gondiswil/Ufhusen im Abschnitt des letzten Interglazials festzustellen sind, keineswegs aber in einem der frühwürmzeitlichen Interstadiale.

Küttel (1989b, S. 558) führt im weiteren aus, dass in keinem der bislang veröffentlichten Profile (z.B. Grüger 1979a, b, Welten 1982) die reiche klimatische Gliederung, die

beim Diagramm ZEL vorhanden ist, innerhalb eines zu Ende gehenden Interglazials ersichtlich sei. Dies trifft nun allerdings für das Profil Beerenmösli, das nur 3 km von der Zeller Allmend weg liegt, für den Endabschnitt des letzten Interglazials keineswegs zu, was aus Figur 4 der vorliegenden Arbeit ersichtlich ist. Nach Küttel ist die Einstufung der gesamten Sequenz ins Frühwürm zwingend. Nun lassen jedoch weder die Profile Küttels noch mein Profil eine derart charakteristische Abfolge von Stadialen und Interstadialen erkennen, wie sie in den drei erwähnten Profilen für das Frühwürm typisch ist. Insbesondere fehlt in dem von Küttel als Dürnten bezeichneten Interstadial der charakteristische *Juniperus/Larix*-Vorstoss, was er mit Erosionsvorgängen in Verbindung bringt.

Küttel sieht ferner in den Uranium-Thorium Altersbestimmungen eine Stütze seiner Hypothese. Wie aber bereits dargelegt, liegen die aus den oberen Abschnitten des Lignit-Komplexes ermittelten Daten (Küttel 1989a) im Übergangsbereich vom letzten Interglazial zum Frühwürm, und es ist daraus keineswegs ein frühwürmzeitliches Alter für den gesamten Komplex abzuleiten.

Was die im weiteren von Küttel (1989a, 1989b) zur Korrelierung verwendete Schicht «vulkanischer Gläser» betrifft, die sich über dem letzten Thermomer, aber noch im Liegenden der Obern Zeller Schotter findet, bestehen zur Zeit noch erhebliche Probleme. Dr. K. Bleich, Hohenheim (briefliche Mitteilung vom 12.12.1984) stellte entsprechende Lagen auch im frühen Mittelwürm der Profile Beerenmösli und Seilern fest. Nach einer späteren Mitteilung von Dr. K. Bleich vom 22.4.1988 handelt es sich aber nicht, wie ursprünglich angenommen, um Gläser vulkanischen Ursprungs. Er bezeichnet sie als schwarze Partikeln, deren Herkunft durch weitere Untersuchungen geklärt werden müsse.

Nun müssten U/Th-Altersbestimmungen von Proben, die aus unterhalb dieses Leithorizontes gelegenen Ligniten stammen, für beide Profile Daten vergleichbarer Grössenordnung geben. U/Th-Datierungen aus entsprechenden Lignit- und Gyttja-Schichten des Profils Beerenmösli und Küttels Profil ZEO der Kiesgrube Zell ergaben aber Zeitdifferenzen von über 50 ka (vgl. Abschnitt 3.2.5)! Es stellt sich daher die Frage, ob in der bei Zell gelegenen Kiesgrube zwischen der Schicht «schwarzer Partikeln» und dem darunter liegenden Lignit-Komplex nicht ein bedeutender Hiatus vorliegt?

Aus diesen Überlegungen geht hervor, dass der Lignit-Komplex der Zeller Schotter in das ausklingende letzte Interglazial und in die initialen Phasen des Frühwürm zu stellen ist.

Verdankung

Herrn lic. phil. nat. R. Quillet sei für die sorgfältige Aufbereitung der Sedimentproben im Labor des Systematisch-Geobotanischen Instituts der Universität Bern bestens gedankt. Zu danken ist ebenfalls Herrn K. Marti, Kieshandels AG in Zell, der mir die Erlaubnis gab, in der bei Zell gelegenen Kiesgrube Sedimentproben zu entnehmen. Mein Dank geht aber auch an Herrn Prof. Dr. R. Hantke, Stäfa, für die Erlaubnis, seine glazialmorphologische Karte als Grundlage zu Figur 1 zu verwenden, Herrn Prof. Dr. E. Grüger, Göttingen, für die wertvollen Hinweise zur palynostratigraphischen Einstufung und Herrn Prof. Dr. Ch. Schlüchter, Bern, für die Durchsicht des Manuskripts.

LITERATUR

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

– 1992: The last climatic cycle at la Grande Pile (Vosges, France). A new pollen profile. Quat. Sci. Rev. 11, 431–438.

CUSHING, E.J. 1967: Late-Wisconsin pollen stratigraphy and the glacial sequence in Minnesota. In: Quaternary Paleoecology (Ed. by CUSHING, E.J. & WRIGHT, H.E.). Vol. 7 of the Proc. of the VII Congress of the Internat. Assoc. for the Quat. Res., New Haven & London, 59–88.

ERNI, A., FORCART, L. & HÄRRI, H. 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.

FORCART, L. 1943: III. Untersuchung der Molluskenfauna. In: Fundstellen pleistocaener Fossilien in der «Hochterrasse» von Zell (Kt. Luzern) und in der Moräne der grössten Eiszeit von Auswil und Rohrbach (Kt. Bern). (Hrsg. ERNI, A., FORCART, L. & HÄRRI, H.). Eclogae geol. Helv. 36/1, 113–117.

FREY, O. 1907: Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss. N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 41, 341–525.

GERBER, E. 1923: Die diluvialen Schieferkohlen (Torflager) von Gondiswil-Zell. In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz (Hrsg. BAUMBERGER, E., GERBER, E., JEANNET, A. & WEBER, J.). Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 8, 30–66.

GERBER, M.E. & KOPP, J. 1990: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000, Blatt 1129 Sursee. Landeshydrolog. und -geologie (Atlasblatt 84).

GERBER, M.E. & WANNER, J. 1984: Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000, Blatt 1128 Langenthal. Schweiz. Geolog. Komm. (Atlasblatt 79).

GRÜGER, E. 1979a: Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. Eiszeitalter u. Gegenwart 29, 23–34.

– 1979b: Spätriss, Riss/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern – ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. Geologica Bavar. 80, 5–64.

GUIOT, J., PONS, A., DE BEAULIEU, J.-L. & REILLE, M. 1989: A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. Nature 338/6213, 309–313.

HANTKE, R. 1968: Erdgeschichtliche Gliederung des mittleren und jüngeren Eiszeitalters im zentralen Mittelland. In: Ur- und frühgeschichtliche Archäologie der Schweiz, Band I: Die Ältere und Mittlere Steinzeit. Schweiz. Ges. Ur- und Frühgeschichte, Basel, 7–26.

– 1980: Eiszeitalter, Bd. 2, Ott, Thun.

HÄRRI, H. 1943: IV. Untersuchung der pflanzlichen Mikrofossilien. In: Fundstellen pleistocaener Fossilien in der «Hochterrasse» von Zell (Kt. Luzern) und in der Moräne der grössten Eiszeit von Auswil und Rohrbach (Kt. Bern) (Hrsg. ERNI, A., FORCART, L. & HÄRRI, H.). Eclogae geol. Helv. 36, 118–122.

IMHOF, E. 1965: Atlas der Schweiz, erste Lieferung, Tf. 6.

KÜTTEL, M. 1982: Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz. Phys. Geographie 5, 33.

– 1984: Würm-Stratigraphie der Zentralschweiz. Eiszeitalter u. Gegenwart 34, 194–196.

– 1989a: Jungpleistozän-Stratigraphie der Zentralschweiz. In: Quaternary Type-Sections: Imagination or Reality? (Ed. by ROSE, J. & SCHLÜCHTER, C.). Rotterdam, 179–191.

– 1989b: Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz. Revue Paléobiol. 8, 525–614, mit Diagrammheft.

KÜTTEL, M. & LOTTER, A. 1987: Vegetation und Landschaft der Zentralschweiz im Jungpleistozän. Mitt. natf. Ges. Luzern 29, 251–272.

PONS, A., GUIOT, J., DE BEAULIEU, J.-L. & REILLE, M. 1992: Recent contributions to the climatology of the last glacial-interglacial cycle based on french pollen sequences. Quat. Sci. Rev. 11, 439–448.

STOCKMARR, J. 1971: Tablets with spores used in absolute pollen analysis. Pollen et Spores 13, 615–621.

WEGMÜLLER, S. 1992: Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. Denkschr. Schweiz. Akad. Naturw. 102, 1–82, 3 Profile.

– 1995: Palynostratigraphische Untersuchungen an letztinterglazialen Schieferkohlen von Schweinbrunnen im nördlichen Napfvorland. Eiszeitalter u. Gegenwart 45, 75–85.

WELTEN, M. 1982: Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngern Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N.F. 156, 1–174, Diagrammheft mit 44 Diagrammen.

– 1988: Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N.F. 162, 1–38, 20 Diagramme.

WOILLARD, G. 1975: Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. Acta Geogr. Lovaniensia 14, 1–118.

– 1979: The last interglacial-glacial cycle at Grande Pile in northeastern France. Bull. Soc. belge de Géol. 88, 51–69.

ZAGWIJN, W.H. 1994: Reconstruction of climate change during the Holocene in western und central Europe based on pollen records of indicator species. Veget. Hist. Archaeobot. 3, 65–88.

ZIMMERMANN, H.W. 1963: Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland (Schweiz). Mitt. natf. Ges. Solothurn 21, 1–146.

Manuskript eingegangen 30. Juni 1995
Revidierte Fassung angenommen 1. März 1996