

Universität Leipzig
Fakultät für Biowissenschaften,
Pharmazie und Psychologie

DIPLOMARBEIT

Thema: *Beiträge zur Vegetationsgeschichte des Georgenfelder Hochmoores*

vorgelegt von

Martina Stebich

geb. am 17. 7. 1970 in *Großenhain*

Leipzig, den 30. 6. 1995

Die vorgelegte Arbeit wurde vom *1. 10. 1994* bis *30. 6. 1995*

im Institut für *Botanik*

der Fakultät für Biowissenschaften, Pharmazie und Psychologie unter

Betreuung von *Prof. Müller* und *Prof. Litt* angefertigt.

1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Die vorliegende Diplomarbeit ist Teil eines DFG-Projektes (JU 232/3-1), in dessen Rahmen die natürliche und anthropogen bedingte Schadstoffdispersion um Erzlagerstätten und Bergbaustandorte untersucht werden soll, da im Erzgebirge durch jahrhundertelangen Bergbau, landwirtschaftliche Nutzung, Kommunen und Luftschadstoffe sichtbare Schädigungen des Ökosystems durch Störungen des natürlichen Stoffhaushaltes zu verzeichnen sind.

Die Moorsedimente im Georgenfelder Hochmoor befinden sich fernab jedes direkten anthropogenen Schadstoffeintrages auf dem Kamm des Osterzgebirges und stellen somit eine Senke für Substanzen dar, die durch Ferntransport über die Luft eingetragen wurden. Solche geogenen, biogenen und anthropogenen Stoffe, welche je nach den Redoxbedingungen im Sediment eingebettet oder gebunden sind, stehen für Analysen in unterschiedlicher Qualität und Quantität zur Verfügung.

Aufgabe der Arbeitsgruppe „Atmosphärische Deposition“ ist die Erfassung der gegenwärtigen Depositionen sowie die Rekonstruktion des historischen Verlaufs des Stoffeintrages anhand von Torfuntersuchungen im NSG Georgenfelder Hochmoor.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, zur Charakterisierung der Vegetationsgeschichte im oberen Osterzgebirge einen Bohrkern aus dem Georgenfelder Hochmoor pollenanalytisch zu untersuchen. In Verbindung mit der Erfassung der im erbohrten Torf enthaltenen fossilen Pflanzenreste sollen Rückschlüsse auf die Entwicklung des Moores unter den klimatischen Bedingungen gezogen und mit den geochemischen Untersuchungen (MATSCHULLAT et al. 1994, BOZAU 1995) verknüpft werden.

Bereits von RUDOLPH & FIRBAS (1924) liegt ein Pollendiagramm aus dem Georgenfelder Hochmoor vor, welches damals unter dem Namen „Seeheide“ bekannt war. Beide Autoren lieferten in ihrer umfangreichen Abhandlung anhand von paläofloristischen und stratigraphischen Untersuchungen in den erzgebirgischen Hochmooren einen Beitrag zur postglazialen Waldentwicklung. Entsprechend dem damaligen Erkenntnisstand begnügten sie sich mit der Unterscheidung weniger Baumpollen und einem relativ großen Probenabstand (15-20 cm).

Erst später wurde auch auf die Identifizierung der Nichtbaumpollen, die oft wichtige Hinweise auf die Klimaverhältnisse und anthropogene Eingriffe in den natürlichen Ablauf der Vegetationsentwicklung geben, Wert gelegt. So identifizierten z. B. ERDTMANN 1943 den *Artemisia*-Pollen, der vorerst *Salix* zugerechnet worden war, IVERSEN 1944 den Pollen von *Hedera* und *Viscum* und FIRBAS gelang 1937 der Nachweis der Getreidepollen (LANG 1994). Auch die Radiocarbonmethode, die eine Möglichkeit zur absoluten Altersbestimmung darstellt, stand damals noch nicht zur Verfügung, so daß die relative zeitliche Einordnung der palynologischen Befunde nur durch Synchronisierung archäologischer Kulturen und moorstratigraphischer Ergebnisse mit pollenanalytisch definierten Phasen der Vegetationsentwicklung möglich war. Da die Kammlagen des Erzgebirges bis zum späten Mittelalter weitgehend unbesiedelt waren, sind Verknüpfungen mit der Vorgeschichte durch das Heranziehen der Ergebnisse aus den Vorländern (z.B. Gebiet des Komerner Sees bei Most, Tschechien), deren Signale

allerdings mit steigender Entfernung vom Ursprungsgebiet mehr und mehr verwischt werden, lediglich bedingt möglich. Die älteren Publikationen gestatten nur eine recht unsichere Datierung. Anthropogene Einflüsse wurden kaum diskutiert.

Es ist deshalb dringend notwendig, die Vegetationsabfolge im Georgenfelder Hochmoor mit moderner pollenanalytischer Methodik, vor allem unter Berücksichtigung der Nichtbaumpollen und mit Hilfe flankierender ¹⁴C-Daten zur absoluten Datierung, erneut zu untersuchen. Erst dadurch wird eine historische Interpretation der dokumentierten Stoffeinträge im zu untersuchenden Moor in ur- und frühgeschichtlicher Zeit möglich und sinnvoll.

2. DAS UNTERSUCHUNGSGBIET

2.1. Lage und Relief

Das Georgenfelder Hochmoor befindet sich 0,5 km südwestlich von Zinnwald-Georgenfeld auf dem Kamm des Osterzgebirges und gehört zum Kranz der den Kahleberg-Lugsteinrücken umgebenden Hochmoore. Es handelt sich um ein ombrosoligenes Einhangmoor am Abhang des Lugsteines als Teil eines großen, sich bis nach Tschechien erstreckenden Moorkomplexes (HEMPEL & SCHIEMENZ 1986). Seine Meereshöhe beträgt auf sächsischem Gebiet 850-870 m ü. NN und jenseits der Grenze 840-880 m ü. NN. Nach Norden entwässert das Moor zum Großen Warmbach (Wilde Weißeritz), im Süden zum Seegrundbach (Böhmen). Von dem insgesamt 150 ha großen Moorkomplex (RUDOLPH & FIRBAS 1924) befinden sich nur etwa 12 ha in Sachsen. Das Moor ist schwach von Nord nach Süd und von Ost nach West geneigt.

Das Osterzgebirge bildet die größte Teileinheit des Erzgebirges (BERNHARDT 1986), welches in seiner Gesamtheit zur zentraleuropäischen Mittelgebirgszone gehört (Atlas DDR 1981).

Das Erzgebirge stellt eine WSW-ONO streichende und südseitig angehobene Pultscholle mit markantem Steilabfall auf der Südseite dar. Die Nordabdachung steigt nur sehr allmählich an, so daß hier die Höhenstufen viel weiter auseinandergezogen sind, als dies in den meisten anderen Mittelgebirgen der Fall ist. Der Flöhataltrakt und dessen südliche Verlängerung, die mit der Olbernhauer Talwanne, dem Schweinitztal und der Kammeinsattelung bei Deutschneudorf an eine alte herzynische Störungszone gebunden ist, bilden die Grenze des Osterzgebirges nach Westen. Die Südgrenze erstreckt sich entlang der tektonisch bedingten Unterkante des steilen Südabfalls. Tektonische Bruchlinien, die besonders im Tertiär aktiv waren, kennzeichnen den Ostrand mit Absenkungsbeträgen von 100-200 m.

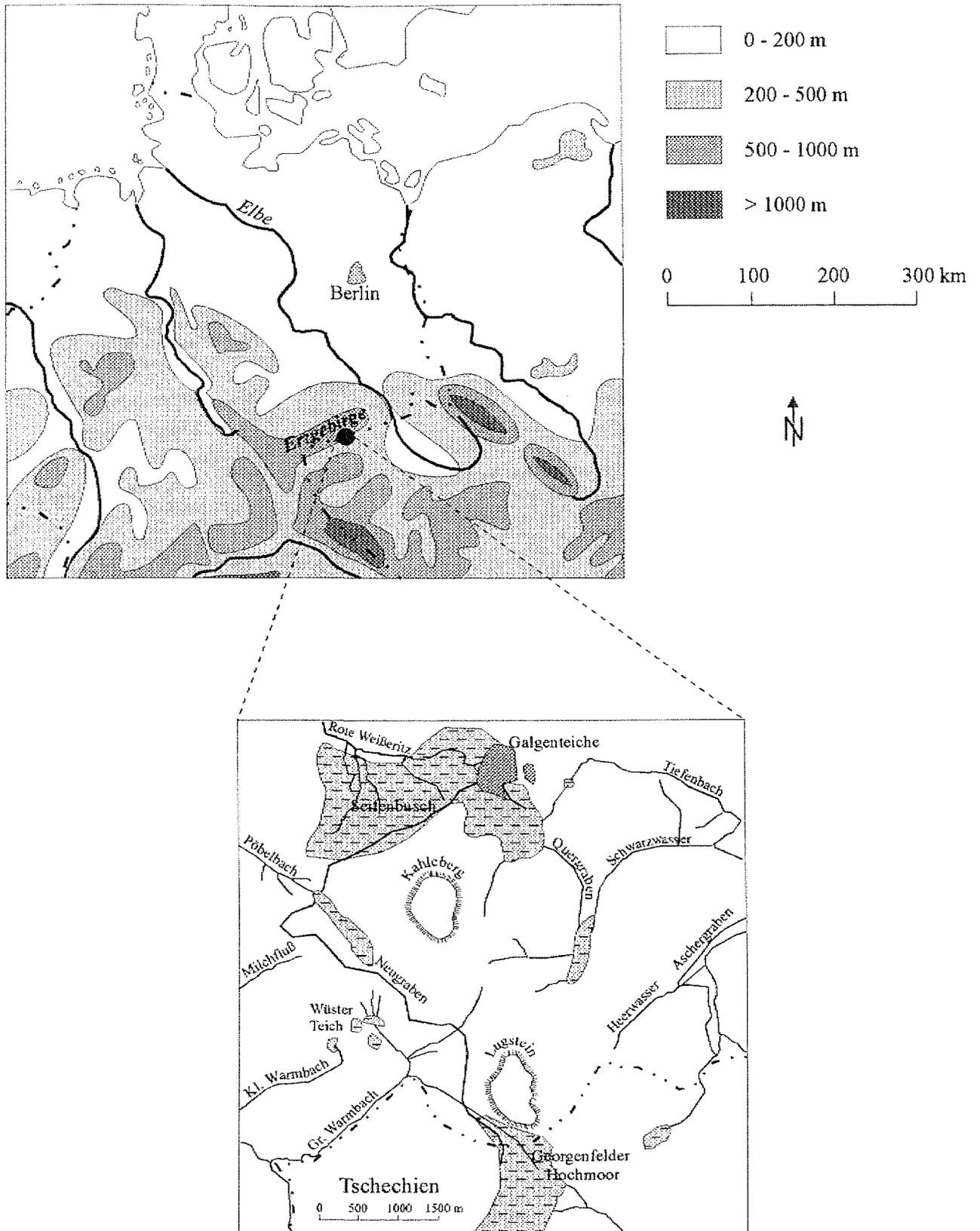


Abb.1: Lage der Moore um den Kahleberg - Lugstein - Rücken
(verändert nach Atlas DDR 1981 und HAMMERMÜLLER 1964)

Schwieriger ist die Abgrenzung nach Norden. Als gesteinsbedingte Landstufe läßt sich die Nordgrenze vom Westen her über Schönerstadt-Riechberg bis Seifersdorf verfolgen. Danach ist ca. 18 km lang keine Reliefgrenze erkennbar. Der Nordrand des Tharandter Wald bildet den nordöstlichen Eckpfeiler des Osterzgebirges (BERNHARDT 1986).

Das Relief des Osterzgebirges erscheint weithin relativ eintönig und erhält nur aufgrund der Zertalung der mittel bis flach geneigten Hänge (0 bis maximal 15° Hangneigung) durch die weitgehend parallel angeordneten Flüsse einen Gebirgscharakter. Die 40 km breite Nordabdachung ist hauptsächlich durch Abtragung geprägt, die mit der Heraushebung des Gebirges im Tertiär einsetzte, jedoch im Vergleich zum übrigen Erzgebirge abgeschwächt ist. Dort, wo die Tiefenerosion die Nordabdachung aufgrund widerstandsfähiger Gesteine nicht aufzuschneiden vermochte, sind die welligen Hochflächen charakteristisch. Generell zeigt sich in allen Höhenlagen eine Zunahme der Hochflächenanteile von O nach W. Einzelerhebungen spielen im Landschaftsbild nur eine untergeordnete Rolle, da diese nur sehr verstreut anzutreffen sind.

Als verbreitetste Talform gibt BERNHARDT (1986) das Kerbsohlental an. Besonders dicht und tief ist das Gebiet nördlich der höchsten Erhebung, des Kahlebergs (905 m ü. NN), zertalt. Die Talsysteme zeigen deutlich, daß sich der östlichste Erzgebirgsflügel in Richtung Elbtal abgesenkt hat.

Die Kammhöhen des Osterzgebirges pendeln zwischen 800 und 880 m ü. NN, überschreiten nur sporadisch die 900 m-Linie und fallen östlich von Zinnwald allmählich auf 600 m ü. NN ab (BERNHARDT 1986). Teile der orealen Höhenstufe greifen nur partiell von den tschechischen Kammhochflächen auf das sächsische Erzgebirge über, bilden also hier kein geschlossenes Areal.

Als Kernstück des oberen Osterzgebirges bezeichnet NEEF (1960) das geschlossene, weitgehend von Wald bedeckte Gebiet des Teplitzer Quarzporphyrs, ein 5-10 km breiter Zug vom Südabfall des Erzgebirges in nördlicher Richtung bis nahe Dippoldiswalde, welcher auch den Untergrund des zu untersuchenden Moores bildet.

2.2. Witterung und Klima

Das Erzgebirge bildet aufgrund seines rauhen Großklimas mit oft auftretenden Stürmen und viel Nebel einen eigenen Klimabezirk (HEMPEL et al. 1971). Es hebt sich klimatisch deutlich von seinen Vorländern ab. Mit zunehmender Höhe sinken die Temperaturen im Jahresmittel um ca. 0,6°C pro 100 m (BERNHARDT 1986). Die obersten Gebirgsbereiche sind ca. 3°C kälter als die unteren Lagen. Auch die Niederschläge nehmen mit der Höhe zu, weil die Luftmassen zum Aufstieg gezwungen sind, sich dabei abkühlen und größere Feuchtigkeitsmassen verlieren (BERNHARDT 1976). Dem KLIMAATLAS der DDR (1953) ist zu entnehmen, daß im oberen Erzgebirge gegenüber dem klimatisch begünstigten Dresdner Elbtalkessel eine dreimal so langanhaltende Schneebedeckung zu verzeich-

nen ist, sich der Beginn des Vorfrühlings (entspricht dem Beginn der Schneeglöckchenblüte) um etwa 30 Tage verspätet und sich die Vegetationsperiode um 2-3 Monate verkürzt, so daß das Getreide oft nicht zur vollständigen Reife gelangen kann. In den Hochlagen kommt zum mitteleuropäischen Sommermaximum der Niederschläge ein sekundäres Wintermaximum hinzu. Da in unseren Breiten vorherrschende Winterniederschläge ein ozeanisch beeinflusstes Klima kennzeichnen, weist das Osterzgebirge trotz der west-östlichen Abnahme der Niederschlagsmenge eine geringere hygrische Kontinentalität als das West-erzgebirge auf. Genau umgekehrt verhält sich die thermische Kontinentalität, die von West nach Ost zunimmt. Die mittleren Jahresschwankungen der Lufttemperatur im oberen Erzgebirge betragen 17,5-18°C (KLIMAATLAS der DDR, 1953).

In Abhängigkeit von der Reliefkonfiguration (lokale Lee- und Luvlagen) zeigt sich das Klima wesentlich vielgestaltiger. Differenzierungen ergeben sich zwischen windausgesetzten, im Winter stark schneeverwehten Hochflächen, Rücken und Einzelerhebungen und weniger besonnten, frostgefährdeten Tallagen (BERNHARDT 1976, 1986). Im etwa 1,5 km westlich des Georgenfelder Hochmoores gelegenen Rehefeld-Zaunhaus, welches sich innerhalb einer abflußlosen Tallage befindet, ist eine außerordentlich verkürzte frostfreie Zeit von nur 91 Tagen zu verzeichnen. Im Vergleich dazu dauert im benachbarten Altenberg die jährliche frostfreie Zeit durchschnittlich 159 Tage (KLIMAATLAS der DDR, 1953).

Einen Überblick über die mittleren jährlichen Niederschlags- und Temperaturverhältnisse geben die Abbildungen 2 und 3.

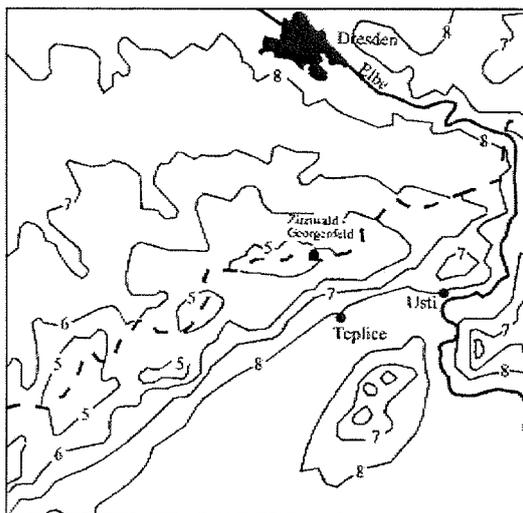


Abb. 2: Jahresdurchschnittstemperaturen im östlichen Erzgebirge und dessen Vorland
Maßstab 1:2 000 000, Isolinien der Temperaturen in °C

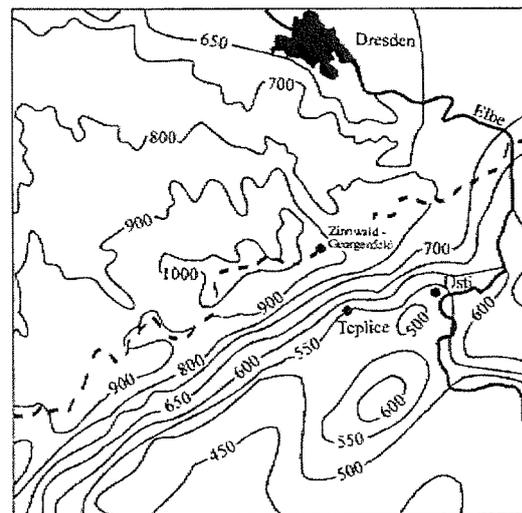


Abb. 3: Jahresnormalwerte der Niederschlagssummen im östlichen Erzgebirge und dessen Vorland
Maßstab 1:2 000 000, Isolinien der Niederschlagshöhen in mm

(KLIMAATLAS der DDR 1953, ATLAS PODNEBI CESHOSLOVENSKE REPUBLIKY 1958)

Auch das Georgenfelder Hochmoor selbst stellt eine Kälteinsel dar, was aufgrund der pflanzengeographischen Befunde deutlich wird (HEMPEL et al. 1971). Die jährliche Durchschnittstemperatur (1951-1980) betrug an der Wetterstation Zinnwald 4,1°C (BOZAU 1995), wobei im Moorbereich die Tempe-

ratur der bodennahen Luftschichten noch unter die der Umgebung absinkt. An über 100 Tagen im Jahr treten Nebel auf. Dabei kommt es in den Wintermonaten im Gebiet zu starken Nebelfrostablagerungen (meist in Form von Rauhreif), die in Verbindung mit der windexponierten Lage des Hochplateaus zwischen Kahleberg und Hochmoor oft zu schweren Bruchschäden im Wald um das Moor führten (HEMPEL et al. 1971).

In den oberen Lagen schmilzt bei Tauwetterlagen nur sehr selten die Schneedecke völlig ab. Dadurch wird Ende März die maximale Schneedeckenhöhe von durchschnittlich 1 m erreicht (BERNHARDT 1986). Der mittlere Zeitpunkt des letzten Frostes im Jahr fällt in Rehefeld-Zaunhaus auf den 9. Juni, in Altenberg und Geising wird dieser Termin etwa einen Monat früher erreicht (KLIMAATLAS der DDR, 1953).

Im Vergleich zum Westerzgebirge verfügt das Untersuchungsgebiet über eine höhere Strahlungsgunst, die in vergleichbaren Höhenlagen frühere Reifetermine zur Folge hat.

Einen wesentlichen Einfluß auf Witterung und Klima haben die jeweiligen Luftmassen. Auch für die Interpretation der palynologischen Befunde ist die Kenntnis der vorherrschenden Windrichtungen von Bedeutung. Geographisch befindet sich das Untersuchungsgebiet in der Westwindzone, was durch die nach Osten hin abnehmenden Niederschlagssummen deutlich wird. Dennoch treten häufig Süd- und Südostwinde auf (vgl. BOZAU 1995). Bei Südströmung entstehen auf der Nordabdachung Föhneffekte mit Wolkenauflösung, geringer Luftfeuchtigkeit und positiven Temperaturanomalien. Die sogenannten „Böhmischen Nebel“ bilden sich durch Südstau am Steilabfall des Erzgebirges. Bei Wind aus nördlichen Richtungen kommt es zu Staueffekten mit aufliegender Bewölkung, Nebelnässe sowie Niederschlägen und bei einströmender Polarluft gleichzeitig zu stärkeren Temperaturgradienten.

Abschließend bleibt festzustellen, daß das Gebiet um Zinnwald-Georgenfeld, Geising, Altenberg und Rehefeld-Zaunhaus das „thermisch am stärksten belastete Gebiet“ des Erzgebirges darstellt (mdl. Mitteilung von Prof. Hempel).

2.3. Geologie und Bodenverhältnisse

Die geologische Übersichtskarte der Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt und Leipzig (1994) zeigt, daß im Gesteinsaufbau des Osterzgebirges jungproterozoische Gesteine dominieren. Diese stellen Teileinheiten des variskischen und vorvariskischen Grundgebirges dar, die der fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Antiklinalzone zwischen Elbtalsynklinorium und Fränkischer Störung angehören (BERNSTEIN et al. 1972). Es handelt sich hierbei vorwiegend um Graugneise, welche sedimentären Ursprungs sind (WAGENBRETH & STEINER 1985). Die Roten Gneise, die als metamorphe, vermutlich kambrische Granite gedeutet werden (WAGENBRETH & STEINER 1985) treten anteilmäßig stark zurück. Alle diese Gesteine wurden während der variskischen Orogenese intensiv verfaltet.

Von Teplice aus zieht quer über das Gebirge in nordwestlicher Richtung der Komplex von Eruptivgesteinen der Porphy- und Granitgruppe, welche während der Spätphasen der variskischen Faltungen-

vorgänge gefördert wurden. Der Teplitzer Quarzporphyr breitete sich im Oberkarbon über den Rand einer Eruptionsspalte deckenförmig über die Gesteine der Gneis- und Phyllitformation aus.

Dieser 17 km lange und 8 km breite Gesteinszug ist widerstandsfähiger als seine Nachbargesteine und tritt heute als morphologischer Härtling hervor. Später drang aus derselben oder aus einer benachbarten Spalte erneut Magma auf, welches zum Granitporphyr erstarrte und den Quarzporphyrrücken östlich flankiert. Außerdem führt ein Granitporphyrgang von Dippoldiswalde aus in südwestliche Richtung. Im jüngsten Oberkarbon drangen nachträglich granitische Magmen in die Porphyrgesteine ein. Es entstanden das Schellerhauer Massiv, die Granitkuppe von Altenberg sowie die Granitstöcke von Zinnwald und Graupen. Diese enthalten Zinnstein, Wolframit und andere Erze und bildeten die Grundlage des osterzgebirgischen Zinnbergbaus. Neben dem geschlossenen Porphyrgebiet zeigt die geologische Übersichtskarte noch zahlreiche größere und kleinere Porphyrgänge. Isolierte Phyllitformationen mit untergeordneten Einlagerungen von Kalkstein treten in der Gegend von Rehefeld-Zaunhaus zu Tage (vgl. CREDNER 1908, HAMMERMÜLLER 1964, PÄLCHEN & OSSENKOPF 1967, BERNHARDT 1986).

Mit der Heraushebung des Variskischen Gebirges begannen die Abtragungskräfte wirksam zu werden, welche, begünstigt durch das warm-feuchte Klima im Tertiär, schließlich einen fast eingeebneten Gebirgsrumpf hinterließen.

Erst im Oligozän, während der alpidischen Orogenese, wurden wieder tektonische Kräfte aktiv. Im mittleren und jüngeren Tertiär wurde die Erzgebirgsscholle ungleichseitig zu einer sogenannten Pultscholle angehoben, wobei gleichzeitig südwest-nordost gerichtete Spalten aufrissen, an denen der Ohre- talgraben (Egertalgraben) am Südrand des Gebirges einsank.

Besonders während der Anfangsphasen der Heraushebung des heutigen Erzgebirges lösten die tektonischen Kräfte einen weitverbreiteten Basaltvulkanismus aus. Durch geologische Spezialkartierungen sind diese Basalte an vielen Stellen punktförmig nachgewiesen. Besonders markant überragen noch heute der Geisingberg, der Luchberg und der Spicak die Landschaft (QUELLMALZ 1966, WAGENBRETH & STEINER 1985).

Gegen Ende des Tertiärs war die Heraushebung des Gebirges beendet und während der letzten 2 Millionen Jahre wurde das heutige Landschaftsbild geprägt.

Das nordische Inlandeis erreichte zu keiner Zeit das Erzgebirge. Im vegetationsarmen bis -freien Eisvorland wirkte überwiegend Frostverwitterung. Die 1-2 m mächtigen Gesteinsverwitterungsdecken sind im wesentlichen Bildungen des Weichselglazials. Durch eiszeitliche Frostsprengung entstand die große Quarzporphyrblockhalde am Nordhang des Kahlebergs (BERNHARDT 1986).

Die Böden des Osterzgebirges haben sich hauptsächlich über den Gesteinsverwitterungsdecken gebildet und sind gut nach dem jeweiligen Ausgangsgestein zu unterscheiden. Der Graue Gneis ergibt bei Verwitterung einen grusig-lehmigen Boden mit mäßigem Skelettanteil und genügend Nährstoffen, der bis in die Kammlagen als Braunerde ausgebildet ist und die Grundlage des osterzgebirgischen Feldbaues

bildet. Auf den Verwitterungsdecken der nährstoffarmen Gesteine (Quarzporphyre) sind Podsole weitverbreitet, auf Glimmerschiefer Braunpodsole. Aufgrund der geringen Ertragsleistungen werden die Podsole vorwiegend forstwirtschaftlich genutzt. Daneben treten am Nordrand (inselartig, bis 500 m ü. NN) und im böhmischen Becken noch Löß- und Lößderivate als bodenbildende Substrate hinzu (BERNHARDT 1986, HAMMERMÜLLER 1964).

In den unteren und mittleren Lagen sind über dem Gesteinszersatz weithin zweigliedrige Verwitterungsdecken in Form einer skelettreichen Basisfolge und einer oberen, feinbodenreichen Hauptfolge typisch, während in den oberen Lagen die Hauptfolge meist noch von einer skelettreichen Schicht überlagert ist (BERNHARDT 1986). Im Kammgebiet überwiegen skelettreiche Verwitterungsböden, die aufgrund der höheren Niederschlagssummen zu Auswaschung, Podsolierung und Moorbildung neigen. Durch die niedrigen Temperaturen und die damit verbundene geringe bodenbiologische Aktivität sowie durch das saure Grundgestein sind besonders um Altenberg die permanent oligotrophen Böden bedingt.

Die Böden der mittleren Lagen sind überwiegend lehmig bis sandig, meist skelettreich und flachgründig. In den unteren Lagen sind Braunerden ausgebildet, welche bei Staunässeinfluß Braunstaugleybodengesellschaften hervorbringen.

In den Vorländern überwiegen Lehm- und Lößlehmböden mit meist ausgeglichenem Bodenwasserhaushalt. Am Südfuß des Erzgebirges ist unter den kontinentaleren, semihumiden Klimabedingungen Schwarzerde ausgebildet (vgl. Bodengeologische Karten im ATLAS DDR 1981 u. ATLAS PODNEBI CESHOSLOVENSKE REPUBLIKY 1958). Aufgrund des günstigen Klimas und der guten trophischen Bedingungen werden diese Böden schon seit dem Neolithikum feldbaulich genutzt.

Noch vielgestaltiger zeigt sich das Bodentypenmosaik in Abhängigkeit vom Relief. In Muldenlagen und auf Tonschieferdecken mit geringer Hangneigung treten Staugleye und Hangnässeböden und in den Auen Gleye bis Braungleye auf. Schutt- und Felsrunker sowie Felsklippen kommen kleinflächig in stark erodierten Bereichen vor (BERNHARDT 1986).

2.4. Flora und Vegetation

Die Pflanzenverbreitung ist im Erzgebirge primär höhenzonal bedingt und nicht von einer Bindung an ein bestimmtes Gestein überprägt. Vielmehr bestimmen Klima und Exposition den Standort. Nur in einem ganz bestimmten Höhenbereich werden von jeder Pflanzengesellschaft Normalstandorte besiedelt (RUPP 1970), wobei entsprechend den morphologischen Gegebenheiten die Vegetationsgürtel der Nordabdachung relativ breit und die der Südabdachung dicht zusammengedrängt sind.

Pflanzengeographisch nimmt das Erzgebirge eine Übergangsstellung ein, bei der sich subatlantische Elemente wie *Meum athamanticum* und *Festuca altissima* und kontinentale Arten wie *Trientalis europaea* etwa die Waage halten (BORSODORF 1959).

Auf der Karte der potentiellen natürlichen Vegetation der DDR (SCAMONI et al. 1964) werden für das Osterzgebirge folgende Vegetationseinheiten unterschieden:

In den obersten Lagen überwiegen Wollreitgras-Fichten-Wälder, in der Montanstufe dominiert Heidelbeer-Tannen-Mischwald im Komplex mit Hainsimsen-Buchenwald (mit Tanne und Fichte). Als collin-submontane Ausbildungen schließen sich Hainsimsen-Eichen-Buchenwälder an. Unter günstigen klimatischen und edaphischen Bedingungen sind in dieser Höhenstufe kleinflächig Hainsimsen-Traubeneichenwälder und Kiefern-Eichenwälder ausgebildet.

Das *Calamagrostio villosae-Piceetum* (TX. 1937) HARTM. ex SCHLÜT. 1966 (entspricht dem *Piceetum hercynicum* TX. 1939 apud. BR.-BL. 1939) ist die charakteristische Waldgesellschaft der Hochlagen der hercynisch-sudetischen Mittelgebirge (OBERDORFER 1992 b). Im Osterzgebirge beschränkt sich dessen Areal auf die dortigen Hochlagenflächen um Zinnwald-Georgenfeld und Altenberg und steht in engem Kontakt zum Hochmoor. Der Fichtenwald reicht aber, bedingt durch den Kaltluftabfluß bei Rehefeld, zungenartig in das Areal des montanen Bergmischwaldes hinein. Große Fichtenwaldkomplexe befinden sich auch jenseits der Grenze. Die Fichten, zu denen sich Tannen gesellen, bilden eine geschlossene Baumschicht. In der Strauchschicht kommt neben dem Jungwuchs der Bäume regelmäßig *Sorbus aucuparia* vor. Auf günstigen Standorten sind im Unterwuchs Buchen eingestreut. Die Bodenflora ist in diesen Wäldern recht arm. Es kommen hauptsächlich *Calamagrostis villosa*, *Avenella flexuosa*, *Vaccinium myrtillus*, *Trientalis europaea*, *Melampyrum silvaticum* sowie eine üppige Mooschicht vor.

In der unmittelbaren Umgebung des Georgenfelder Hochmoores unterscheidet HEMPEL (1974) drei Ausbildungsformen des *Piceetum hercynicum*: den *Myrtillus*-Typ, den *Calamagrostis villosa*-Typ und den *Molinia*-Typ.

Pflanzen der montanen Höhenstufe dringen kaum in die Fichtenwälder ein oder erscheinen nur im Übergangsbereich. Mit Beginn der orealen Stufe verliert die Buche merklich an Konkurrenzkraft und fehlt in spätfrostgefährdeten Lagen heute völlig (RUPP 1970).

Das Georgenfelder Hochmoor stellt innerhalb der osterzgebirgischen Kammregion als lokale Kälteinsel ein Refugium für Glazialpflanzen, wie *Vaccinium oxycoccus*, *Vaccinium uliginosum*, *Carex pauciflora*, *Betula nana* und *Ledum palustre*, dar. Letztere beide Arten sollen allerdings nur angesalbt worden sein (KÄSTNER & FLÖSSNER 1933). *Empetrum nigrum* kommt im Hochmoor selbst nicht vor, jedoch im benachbarten Kahleberggebiet. Verschollen sind *Andromeda polifolia* und *Carex limosa*.

Der sächsische Teil des Georgenfelder Moores enthält alle Vegetationseinheiten des gesamten Moor-komplexes (HEMPEL 1978). Eine detaillierte Vegetationskarte, auf die sich die folgenden Ausführungen zur Vegetation des Hochmoores beziehen, wurde von HEMPEL (1974/78, HEMPEL & SCHIEMENZ 1986) erarbeitet.

Die Hochmoorkerngesellschaft wird vom *Sphagnetum magellanicum* KÄSTNER & FLÖSSNER 1933 (entspricht dem *Sphagnetum medii-rubellii* SCHWICK. 1933) im Komplex mit Schlenkengesellschaft

ten und beginnenden Verheidungsphasen aufgebaut. Das *Sphagnetum magellanicum* ist die vorherrschende und bezeichnende Hochmoorgesellschaft der mittleren Berglagen in Mitteleuropa (OBERDORFER 1992 a). In Abhängigkeit vom Wasserstand bestimmen *Eriophorum vaginatum* und *Sphagnum*-Arten den Aspekt dieser baumfreien Gesellschaft (OBERDORFER 1992 a). *Calluna vulgaris* zeigt oberflächliche Austrocknung an. Wichtigstes Torfmoos ist *Sphagnum nemoreum*, dessen Polster vom Scheidigen Wollgras durchstoßen und von *Oxycoccus palustris* umspinnen werden. Auch *Drosera rotundifolia* ist hier zu finden. *Sphagnum medium* fehlt im Georgenfelder Hochmoor und der ehemals wichtigste Bultbildner *Sphagnum magellanicum* ist stark im Rückgang begriffen.

Die Vegetation der Schlenken wird von *Sphagnum cuspidatum* oder *Drepanocladus fluitans* gebildet. An den Rändern tritt vereinzelt *Sphagnum molluscum* auf. *Sphagnum recurvum* leitet in verschiedenen Schlenken die Verlandung ein (HEMPEL 1974/78).

Umgeben wird die offene Hochmoorfläche von einem dichten Latschengürtel (*Vaccinio uliginosi-Pinetum mugo* OBERD. 1934, der randlich von Spirkenbeständen (*Pinus mugo* ssp. *uncinata* var. *arborea*) abgelöst wird. Das *Vaccinio uliginosi-Pinetum mugo* nimmt den größten Flächenanteil des Moores ein. In der Krautschicht kommen höchstens *Melampyrum pratense* ssp. *paludosum*, *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium myrtillus* und *Eriophorum vaginatum* vor. Großflächig sind *Sphagnum recurvum*-Decken ausgebildet.

Unter den gegebenen Klimaverhältnissen streben offener Moorkern und Latschengürtel einem Optimalzustand entgegen (HEMPEL 1974). Moorerhaltende und bultabbauende Elemente befinden sich in einem Gleichgewichtszustand, was sich im höchsteten Auftreten von *Eriophorum vaginatum* und *Calluna vulgaris* manifestiert, wobei *Eriophorum vaginatum* fördernde und *Calluna vulgaris* und *Cladonia*-Arten bultabbauende Wirkung zeigen (von KÄSTNER & FLÖSSNER 1933 als Heidekraut-Wollgras-Kampfbestand bezeichnet).

Die Karte des Hochmoores zeigt darüber hinaus kleinflächige Zwergstrauch- bzw. *Avenella flexuosa*-Degradationsstadien des *Sphagnetum magellanicum* als Endstadium nach Entwässerung und Torfstich.

Die Flora der Lags weist einen eher flachmoorartigen Charakter auf. Hier sind *Carex nigra*, *Carex canescens*, *Carex panicea*, *Viola palustris*, *Ranunculus flammula* und *Pinguicula vulgaris* anzutreffen. *Betula carpatica* steht unter minerotrophen Bedingungen im Lagg im Kontakt zum Latschengürtel.

Der Torfabbau begann aufgrund der politischen Gegebenheiten (Staatsgrenze) im Georgenfelder Hochmoor am Oberkantenlagg (Nordost-Ecke des Moores). Dieses wurde schon vor etwa 170 Jahren zerstört. Auch nach dem 1. Weltkrieg wurde hier Torf gestochen. Der jüngste Torfstich (nach 1945) befindet sich im Westteil des Moores (HEMPEL 1974).

Die kleineren Stiche im Ostteil sind heute fast vollständig vernarbt. Die stichnahen Partien entwickeln sich in Richtung *Sphagnetalia*-Gesellschaft (HEMPEL 1978). Vom devastierten Oberkantenlagg aus ziehen sich *Molinia caerulea*-Bestände, die mit Fichte und *Salix aurita* durchsetzt sind, bis zur alten Abbaukante durch. Auf dem ältesten Stichgelände sind Torfwiesen und Nardeten ausgebildet. Die Borstgrasrasen stellen Ersatzgesellschaften auf ehemaligen flach ausstreichenden Hochmoortorfflächen dar (HEMPEL 1974/78).

Zwischen *Nardetum* und einer *Calluna vulgaris-Eriophorum vaginatum*-Gesellschaft der älteren Regeneration befindet sich nochmals ein Streifen mit Pfeifengrasbeständen (Regeneration zum Seitenkantenlagg im Gegensatz zum *Molinia*-Degradationsstadium des Oberkantenlaggs). *Sphagnum recurvum*-Decken leiten an der Stichwand im Norden die Verlandung ein. *Molinia caerulea* bildet hangabwärts stellenweise Reinbestände, die sich nach Osten zu in einen *Molinia*-reichen Fichtenforst fortsetzen, an dessen moorseitigen Rand abbauinduzierte *Sphagnum recurvum-Polytrichum commune*-Decken entwickelt sind. Randlich dringt *Calamagrostis villosa* ein.

Entlang des nordwestlichen Stichgrabens erstreckt sich ein *Carici-Agrostietum* (HEMPEL 1974/78) im *Eriophorum angustifolium*-Initialstadium.

Die Regeneration des Torfstichs im Westteil verläuft unausgeglichen. Aufgrund der Durchwässerung aus dem Mineralwasserhorizont verläuft hier die Regeneration vermutlich in Richtung *Nardus stricta-Eriophorum vaginatum*-Gesellschaft (HEMPEL 1978). Neben Pfeifengras-Regenerationsflächen kommen hier *Eriophorum vaginatum-Calluna vulgaris*-Bestände und ein *Carici-Agrostietum* vor.

Als Zwischenglied in der Entwicklung zum Fichtenwald erscheint im Südwesten des Moores ein Mischbestand aus Spirke und Fichte (*Vaccinio-Mugetum piceosum* HEYNERT 1961), dem sich nach außen hin ein sphagnumreicher Fichten-Moorwald (vgl. OBERDORFER 1992) anschließt. Randlich geht letztere Gesellschaft allmählich in einen heidelbeerreichen Fichtenforst über, der durch das Auftreten von *Trientalis europaea* u.a. acidophilen Arten sowie das Zurückweichen von *Eriophorum vaginatum* und *Melampyrum pratense* gekennzeichnet ist. Im Anschluß an diese Gesellschaft und an die Borstgrasrasen herrscht der *Calamagrostis villosa*-Typ des *Piceetum hercynicum* (*Piceetum hercynicum calamagrostietosum* REINH. 1939) vor (vgl. HEMPEL 1974/78).

Der Reitgras-Fichten-Buchenwald (*Fago-Piceetum* OBERD. 1938) vermittelt zwischen *Luzulo-Fagetum* OBERD. 1950 der Eumontanstufe und den Hochlagenfichtenwäldern. Der räumlichen Übergangstellung entspricht das gemeinsame Auftreten von *Vaccinio Piceion*- und *Fagion*-Arten. RUPP (1970) rechnet diese Gesellschaft zur oralen Stufe.

Die eumontane Stufe stellt das Verbreitungsgebiet des herzynischen Bergmischwaldes mit dem *Luzulo-(Abieti-) Fagetum* OBERD. 1950 als Leitgesellschaft dar. Die Baumschicht wird von *Fagus sylvatica* gebildet, zu der sich Fichte und Tanne gesellen. Auf kräftigeren Standorten treten Ahorn, Ulme und Esche auf. Die Krautschicht des Bergmischwaldes ist artenarm und wird hauptsächlich durch *Luzula luzuloides* und *Prenanthes purpurea* charakterisiert. Der klimatisch und edaphisch begünstigte Geisingberg trägt trotz seiner 825 m Höhe einen eumontanen Buchenwald. Am Nordhang des Geising erstrecken sich die berühmten Bergwiesen mit ihren Trollblumen- und Orchideenvorkommen. Auf dem basischen und intermediären Grundgestein bei Rehfeld stockt ein *Dentario bulbiferae-(Abieti-) Fagetum* LOHM. 1962, welches an sickerfeuchten Standorten von einem *Aceri-Fagetum* BARTSCH 1940 unterbrochen wird. In geschützteren Lagen auf wärmeren Böden gedeihen angepflanzte Höhenkiefernbestände mit acidophiler Bodenflora (vgl. RUPP 1970, HEMPEL 1983, OBERDORFER 1992).

Die submontane Höhenstufe wird nicht durch eine eigene Leitgesellschaft gekennzeichnet (RUPP 1970). Eichen-Buchenwälder stehen im Komplex mit montanem Buchenwald, wobei heute nur noch spärliche Reste der natürlicher Waldgesellschaften vorkommen.

Die Flora der submontanen Stufe des östlichen Erzgebirges nimmt eine gewisse Sonderstellung ein (RUPP 1970). Es tritt teilweise eine Vielzahl wärmeliebender Pflanzen in Erscheinung (z.B. im Gottliebatal). Atlantisch-subatlantische Arten (z.B. *Blechnum spicant*, *Allium ursinum*) treten zurück. Ursache hierfür sind nach RUPP (1970) die Elbtalnähe und der damit im Zusammenhang stehende Einfluß des Böhmisches Beckens.

Das *Melampyro-Fagetum* OBERD. 1957 ist die Leitgesellschaft der hochkollinen Lagen. Es hebt sich vom *Luzulo-Fagetum* montaner Lagen nicht durch eigene Kenn- sondern nur durch Trennarten ab und entspricht demnach nur einer Höhenform. Neben den Buchen kommen teilweise Eichen vor (RUPP 1970, OBERDORFER 1992 b).

Gesellschaften des *Carpinion*- und des *Quercion*-Verbandes sind für den eucollinen Bereich charakteristisch. Die Baumschicht der Eichen-Hainbuchenwälder (*Quercus-Carpinetum* TX. 1937) besteht heute hauptsächlich aus *Quercus robur*. Seltener sind *Quercus petraea* und *Carpinus betulus*. Ehemals war eine mannigfaltige Strauchschicht mit *Lonicera xylosteum*, *Daphne mezereum*, *Corylus avellana* u. a. ausgebildet (MYKIŠKA 1986).

Am Südfuß des Erzgebirges ist aufgrund ungünstiger Bodenverhältnisse und eines rauheren Klimas eine verarmte Variante des Eichen-Hainbuchenwaldes verbreitet, die jedoch nur den Charakter einer lokalbedingten Gesellschaft innerhalb bodensaurer Eichenwälder trägt (MIKYŠKA 1986).

Mit dem Areal des *Carpinion betuli* und des *Quercion robori-petraeae* sind auf böhmischer Seite in Abhängigkeit von den Standortfaktoren und aufgrund des subkontinentalen Charakters subxerophile Eichenwälder, lokal auch azonale Waldsteppen und Flaumeichenwälder verzahnt.

Weite Gebiete des Nord- und Südabhangs des Erzgebirges sind heute entwaldet und werden land- und forstwirtschaftlich genutzt. Kleine Inseln innerhalb großflächig vorherrschender Fichtenmonokulturen sind als spärliche Reste einer naturnahen Waldvegetation erhalten. Nur in der orealen Höhenstufe ist heute noch ein fast geschlossenes Waldgebiet zu finden. Dieses Wald-Offenland-Muster beruht im wesentlichen auf zwei mittelalterlichen Erschließungsperioden im 12./13. und 15. Jahrhundert.

2.5. Siedlungsgeschichte

Im 6. Jahrtausend v. Chr. Geb. begann mit der „Neolithischen Revolution“ in Mitteleuropa die Ausbreitung der bäuerlichen Kulturen mit dem Übergang zu Sesshaftigkeit, Pflanzenanbau und Viehzucht. Die Landschaft bildete die natürliche Grundlage jeder Besiedlung. Die Auswahl der Siedlungsplätze erfolgte zunächst nach agrarischer Gunst und konzentrierte sich generell auf die tieferen Lagen mit wenig reliefiertem Gelände und dort wiederum auf gut zu bearbeitende, nährstoffreiche Lössböden in Gewässernähe (JACOB 1982). Der innere Böhmisches Kessel, der aufgrund der warm-trockenen Fallwinde ein relativ günstiges Eigenklima aufweist und reich an Löß ist, wurde von der Jungsteinzeit an besiedelt und bis zum Mittelalter in annähernd gleichem Umfang bewohnt (SCHLÜTER 1953). Auch der linkselbische Lößstreifen um Dresden wurde im Neolithikum dauerhaft besiedelt (COBLENZ 1989). Das Gebirge bot wenig Siedlungsanreize, so daß die Besiedlung gebirgswärts rasch ausdünnte. Diese reichte im Süden in die unmittelbare Randlage des Erzgebirges, im Norden langte sie kaum über das mittelsächsische Lößgebiet hinaus und erreichte nicht einmal das Erzgebirgsvorland (CHRISTL 1989). Die außerhalb dieser Altsiedelgebiete bekannten Einzelfunde sind meist Äxte und Steinbeile. Diese deuten den Begehungsraum der Neolithiker bis an den Rand des unteren Osterzgebirges an. JACOB (1982) gibt als älteste Verkehrsbrücke von Nordböhmen nach Sachsen eine Verbindung an, die sich vom Siedlungsareal im Becken von Chabarovice westlich von Usti, über den Kamm des Osterzgebirges und Gottleuba, bis in den Raum Dohna und von dort in den Raum Briesnitz (Kulm- Nollendorfer Paß) erstreckte. Sowohl Getreideanbau als auch Viehwirtschaft sind bereits fertig ausgebildet, über Böhmen ins Land nördlich des Erzgebirges, über diese Verkehrslinie eingeführt worden (COBLENZ 1989).

Wegen seiner ungünstigen naturräumlichen Ausstattung blieb der sächsische Teil des Erzgebirges auch in der Bronzezeit und darüber hinaus bis zur deutschen Ostkolonisation unbesiedelt. Im Bereich seiner Vorländer sind Oszillationen der Siedlungsgrenze festzustellen. Es erfolgte teilweise ein Vordringen in höhere Gebiete als in den vorhergehenden Epochen (im sächsischen Teil zwischen 200 und 240 m, im böhmischen zwischen 360 und 400 m ü. NN), was sich möglicherweise mit den warm-trockenen Klimaphasen dieser Zeit parallelisieren läßt (CHRISTL 1989). Teilweise wurden die Ränder über dem Plauenschen Grund, der Nordteil des Freitaler Beckens und der Dohnaer Raum besiedelt. Der sächsische Raum gehörte während der Frühbronzezeit zum Gebiet der Aunjetitzer Kultur. Es erfolgte eine Bevölkerungszunahme durch Zuwanderung aus Böhmen über den o.g. Paßweg. Während aus der Mittelbronzezeit mit Hügelgräberkultur und Vorlausitzer Kultur im sächsischen Teil bis auf einen Fund keine Siedlungsnachweise vorliegen, erreicht die Besiedlung auf der Südseite des Erzgebirges eine Höhe von 500 m ü. NN. Zwei dieser Höhengründungen liegen jedoch nicht im Bereich des Erzgebirges, sondern auf der Vulkanitkuppe des Hnevdiv bei Most und auf der Porzellanitkuppe bei Tusimice. In der Spätbronzezeit reichen die Siedlungsnachweise im nördlichen Erzgebirge mit großer Wahrscheinlichkeit bis 280 m ü. NN, in Böhmen werden sogar extreme Höhen bis über 600 m ü. NN besiedelt. Hier handelt es sich um Siedlungen auf bergbaulicher Grundlage. Die Erzlagerstätten im sächsischen Erzgebirge erstrecken sich weit in dessen Vorland hinein und waren an Zwickauer und Freiburger Mulde, Zschopau

und Wilder Weißeritz gut zu erreichen. Die Verhältnisse um Berggießhübel belegen eine Kongruenz von Erzlagern und Fundplätzen. Auch die nahe der ur- und frühgeschichtlichen Verkehrslinie zwischen Egertal und Dresden gefundenen Steingeräte, die kilometerweit von den besiedelten Niederungen entfernt liegen, bezeugen eine auffällige Nähe zu oberflächlich zugänglichen Eisen-, Kupfer- und Zinnerzvorkommen.

Die agrarischen Siedlungen jedoch überschreiten die Höhengrenze von 320 m ü. NN nicht. Am weitesten war der bronzezeitliche Siedlungsraum während der Lausitzer Kultur ausgedehnt.

Die Besiedlung setzte sich kontinuierlich bis in die frühe Eisenzeit fort. Allerdings verkleinerte sich das Siedlungsgebiet zunehmend. Früheisenzeitliche Siedlungsfunde sind zwischen Dresdner Elbtalweitung und Erzgebirge relativ zahlreich, das Fundmaterial ist jedoch wenig aussagekräftig.

In der Hallstattzeit erfolgte ein Siedlungsrückgang auf 200-240 m ü. NN in Sachsen und auf 280-320 m ü. NN in Böhmen, aber bis in die frühe Laténezeit ist Besiedlungskontinuität nachgewiesen. Laténezeitliche Siedlungen befinden sich in einer Höhe bis 360 m ü. NN, konzentrieren sich aber wieder auf die Vulkanitkuppen bei Most (vgl. dazu ausführlicher JACOB 1982 und CHRISTL 1989; CHRISTL & SIMON 1995 im Druck).

Das Dresdner Gebiet war in der frührömischen Kaiserzeit nur dünn besiedelt. Aus der Elbtalweitung liegen bisher keine Siedlungsnachweise vor. In Nordböhmen hielten sich elbgermanische Bevölkerungsgruppen auf.

Nach JACOB (1982) verlief der Nord- Süd Handel möglicherweise über die bereits genannten geographisch günstigen Verkehrsbahnen mit der Elbe als Orientierungslinie. Es existiert der indirekte Nachweis, daß der Südabfall des Erzgebirges bis in den Kammbereich begangen wurde.

Odergermanische Bevölkerungsgruppen besiedelten den Dresdner Raum in der Spätromischen Kaiserzeit.

Im sächsischen Raum geht in der Kaiserzeit die Höhengrenze der Besiedlung nochmals zurück und erreicht nur noch 160 m ü. NN, in Böhmen liegt die Grenze wieder über der in Sachsen (bis maximal 360 m ü. NN, CHRISTL 1989).

In der nachfolgenden Völkerwanderungszeit ist das Umland des Erzgebirges nur sehr dünn besiedelt.

Das sich anschließende Mittelalter umfaßt den Zeitraum zwischen 500-1500 u.Z. Die Ende des 6. Jahrhunderts aus dem Südosten über Böhmen elbabwärts bis in das Saalemündungsgebiet eindringenden awarischen und slawischen Bevölkerungsgruppen könnten wiederum als Hauptdurchzugsweg die Trasse Dohna-Plauen-Briesnitz benutzt haben (JACOB 1982).

Im 7. Jahrhundert setzt die bäuerliche Landnahme der Slawen im Raum Dresden und damit ein neuer Besiedlungsgang ein. Die zwei Besiedlungsschwerpunkte Raum Briesnitz- Cossebaude- Radebeul und Freitaler Becken bildeten die Ausgangszellen für den kontinuierlichen Landesausbau im sächsischen Teil des Untersuchungsgebietes in den folgenden Jahrhunderten (JACOB 1982).

Seit dem Hochmittelalter (10.- 13. Jh. u.Z.) ist die Siedlungstätigkeit im Gebiet auch urkundlich erfaßbar. Um das Jahr 1000 A.D. soll ein arabischer Händler das Erzgebirge überschritten und es Miriquidi genannt haben, was soviel wie dichter Wald bedeutet (BERNHARDT 1986). Zwischen 1156 und 1162 ließ Markgraf Otto von Meißen zwischen Freiburger Mulde und Striegis Land roden und Dörfer anlegen. Unmittelbar danach wurde das Freiburger Silbererz gefunden. Im oberen Erzgebirge ist aus dem 12. Jahrhundert bergbauliche Tätigkeit weder urkundlich noch archäologisch nachweisbar. Jedoch erreichten Rodungen und die Besiedlung mit Waldhufendörfern schon um 1200 das Kammgebiet des Erzgebirges (WAGENBRETH et. al. 1989).

Im 12. Jahrhundert entstand Hermsdorf als Rodesiedlung mit landwirtschaftlicher Grundlage. Aus einer Ansiedlung ging im selben Jahrhundert das Schloß Bärenstein hervor. Um 1200 entstand Schönfeld. 1218 wurde Dippoldiswalde erstmals urkundlich erwähnt (BLECHSCHMIDT et. al. 1991, SCHMIDT 1924). Danach machte die Besiedlung dieses Gebirgstalles etwa auf der Linie Frauenstein, Schmiedeburg, Bärenstein, Lauenstein, Gottleuba für fast 2 Jahrhunderte halt.

Auch von Süden her wurde der Versuch gemacht, den Erzgebirgskamm kolonisierend zu erreichen. Den Anstoß, von Norden her die Kammregion zu besiedeln, gab ein neuer Zinnfund auf sächsischer Seite um 1440. Es entstanden zunächst Alt-Geising, Neu-Geising und Altenberg, im 16. Jahrhundert Kipsdorf, Glashütte, Gottleuba, Hirschsprung und Schellerhau. Schmelzhütten, Pochwerke, Schächte, Teiche, künstliche Wassergräben wurden angelegt, der Bau- und Brennholzbedarf steigerte sich enorm. In diesem Zusammenhang wurde von 1550-1559 der Neu-Graben gebaut, der Wasser des Kahleberggebietes abfangen und den Galgenteichen zuführen sollte (HEMPEL et al. 1971, WAGENBRETH et. al. 1989).

In einer 3. Siedlungsperiode bauten böhmische Vertriebene 1671 die Reihensiedlung Georgenfeld zwischen Zinnwald und Altenberg und 1728 errichteten die vom Fürsten Clary aus Böhmischem Zinnwald vertriebenen Evangelisten das sächsische Zinnwald.

Die 4. Besiedlungsperiode des Erzgebirges um 1880 ist gekennzeichnet durch die Erschließung des Gebirges durch mehrere Kleinbahnen und Industrie (SCHMIDT 1924). So haben Jahrhunderte bergbaulicher Tätigkeit „das Erzgebirge zu einer montanindustriellen Kulturlandschaft gemacht“ (WAGENBRETH et. al. 1989).

3. METHODIK

3.1. Feldmethoden

Die Entnahme des Bohrkerns für die palynologische und großrestanalytische Bearbeitung erfolgte am 6. Juli 1992 mit Hilfe des Torfbohrers "GUTSOND" der Firma EIJKEKAMP durch Prof. Litt. Der Bohrpunkt (siehe Abb.4) befindet sich an einer trockenen, mit Ericaceen und *Eriophorum vaginatum* bewachsenen Stelle und ist etwa 15 m von der ehemaligen Torfstichwand östlich der alten Torfhütte entfernt.

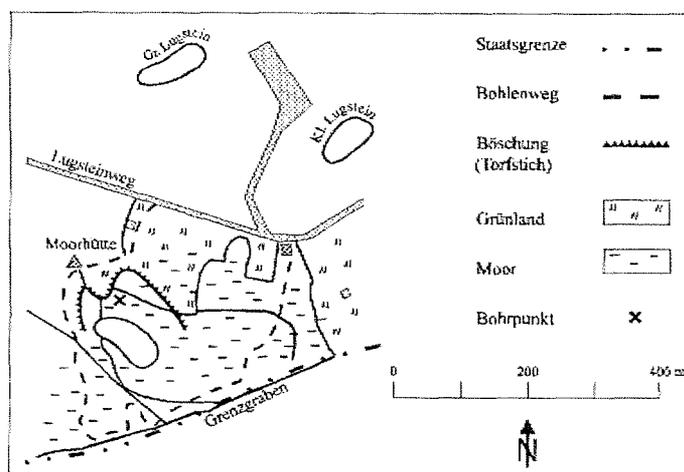


Abb. 4: Skizze des Georgenfelder Hochmoores mit eingezeichneter Lage des Bohrpunktes

Hier und im sich anschließenden Latschengürtel wurden zu einem späteren Zeitpunkt zwei Vegetationsaufnahmen nach der Methode von BRAUN-BLANQUET durchgeführt.

3.2. Labormethoden

Für die Pollenanalyse wurde dem Bohrkern im Abstand von 5 cm jeweils 1ccm Sediment entnommen und dem üblichen Verfahren zur Pollenanreicherung unterzogen. Huminsäuren wurden durch Behandlung mit 10%iger Kalilauge (KOH), Zellulosebestandteile mittels Acetolyse (Acetolysegemisch aus 9 Teilen Essigsäureanhydrid und 1 Teil konzentrierter Schwefelsäure) und grobes Material durch Absieben durch 200 µm Siebgaze entfernt.

Für die Berechnung der absoluten Pollenkonzentration pro 1ccm Sediment wurde den Ausgangsproben jeweils eine Tablette mit einer definierten Anzahl *Lycopodium*sporen zugesetzt (Probenchemie vgl. MOORE, WEBB & COLLINSON 1991, BERGLUND 1986).

Dr. Hiller (Arbeitsgruppe Paläoklimatologie im Quartärzentrum der Universität Leipzig) führte die Radiocarbonatierungen mittels Massenspektrometrie durch (siehe Tab.1). Die Altersangaben erfolgen in yr B.P. (years before present), wobei das Jahr 1950 den Bezugspunkt für die unkalibrierten Datierungen darstellt.

TORFSERIE GEORGENFELD

Pr. Nr.	Teufenbereich (cm)	Teufe (cm)	% OS	% C org.	yr. \pm 15 (yr.B.P.)
GF 1	20 - 30	25	99	50	1260 \pm 70
GF 2	40 - 50	45	99	52	1410 \pm 70
GF 3	60 - 70	65	97	n.b.	1930 \pm 110
GF 4	80 - 90	85	98	n.b.	1940 \pm 70
GF 5	100 - 110	105	99	50	1970 \pm 80
GF 6	120 - 130	125	99	52	2050 \pm 70
GF 7	150 - 160	155	99	54	2290 \pm 70
GF 8a	170 - 180	175	96	58	2500 \pm 80
GF 8b	170 - 180	175	(> 98)	56	2670 \pm 90

OS (%) - Anteil an organ. Substanz
 C org - Organischer Kohlenstoff
 yr. \pm 15 (B.P.) - Jahre vor 1955 mit Fehlerangabe

Tab. 1: Moorkern - Ergebnisse der Radiocarbonatierung

4. UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

4.1. Stratigraphie und Profilbeschreibung

Den Untergrund des Bohrprofils bildet eine dünne Tonschicht, die als Verwitterungsresiduum den Teplitzer Quarzporphyr überlagert.

Der Torfkörper besitzt an der Entnahmestelle eine Mächtigkeit von insgesamt 2,25 m und läßt einen zweigliedrigen Aufbau erkennen.

Auf die Tonlage folgt sofort eine 45 cm mächtige Schicht eines muddeartigen, krümeligen Sedimentes dunkelbrauner Farbe. Es handelt sich hierbei offenbar um einen stark zersetzten *Eriophorum-Sphagnum*-Torf ohne makroskopisch erkennbare Pflanzenreste. Über diesem sogenannten Schwarztorf befindet sich wenig zersetzter, hellbrauner Torf mit mehr oder weniger deutlich sichtbaren *Sphagnum*-resten und *Eriophorum*-Blattscheidenbündeln. Dieser jüngere Moostorf weist eine Mächtigkeit von 1,80m auf und wird auch als sogenannter Weißtorf bezeichnet (OVERBECK 1975).

Eine feinere Gliederung des Moorprofils sowie eine genauere Bestimmung der im Torf erhaltenen Großreste ermöglichte die mikroskopische Analyse des Sedimentes. Folgende Großreste konnten im Bohrkern ermittelt werden:

- Eriophorum vaginatum* (0-225 cm)
- Sphagnum* cf. *magellanicum* (5-40 cm, 45-225 cm)
- Sphagnum* Section *Cuspidata* (0-8 cm, 40-185 cm, 190-200 cm)
- Calluna vulgaris* (0-5 cm, 41-45 cm, 87-88 cm)
- Carex limosa* (220-225 cm)
- Carex* spec. (215-220 cm)
- Betula* spec. (180-185 cm, 200-225 cm)
- Holzkohlereste (51-53 cm, 81-83 cm, 181-195 cm)

Die *Sphagna Cuspidata* konnten mit Hilfe der Moosflora (FRAHM & FREY 1987) nicht näher bestimmt werden, da für die weitere Bestimmung Stämmchenblätter notwendig sind, im Torf jedoch ausschließlich Astblätter zu finden waren. Auch *Sphagnum magellanicum* konnte mit dem obigen Bestimmungsschlüssel nicht mit absoluter Sicherheit identifiziert werden, da die Moosreste keinen Hinweis auf Farbe und Habitus der Pflanzen gaben. Da *Sphagnum magellanicum* im Gegensatz zu *Sphagnum centrale* eine echte Hochmoorart ist, kann man davon ausgehen, daß es sich hierbei tatsächlich um *Sphagnum magellanicum* handelt.

Es zeigt sich, daß sich auch noch innerhalb der beiden ziemlich einheitlich erscheinenden Hauptabschnitte mehr oder weniger zersetzte Horizonte abwechseln.

So wird der am stärksten zersetzte Schwarztorf in einer Tiefe von 1,93 m von einer etwas geringer humifizierten, 12 cm mächtigen Lage unterbrochen. Die Oberkante des älteren Moostorfes zeichnet sich durch den Zersetzungskontakt gut ab.

Auch der jüngere Moostorf ist in Bereiche unterschiedlicher Zersetzungsgrade gegliedert:

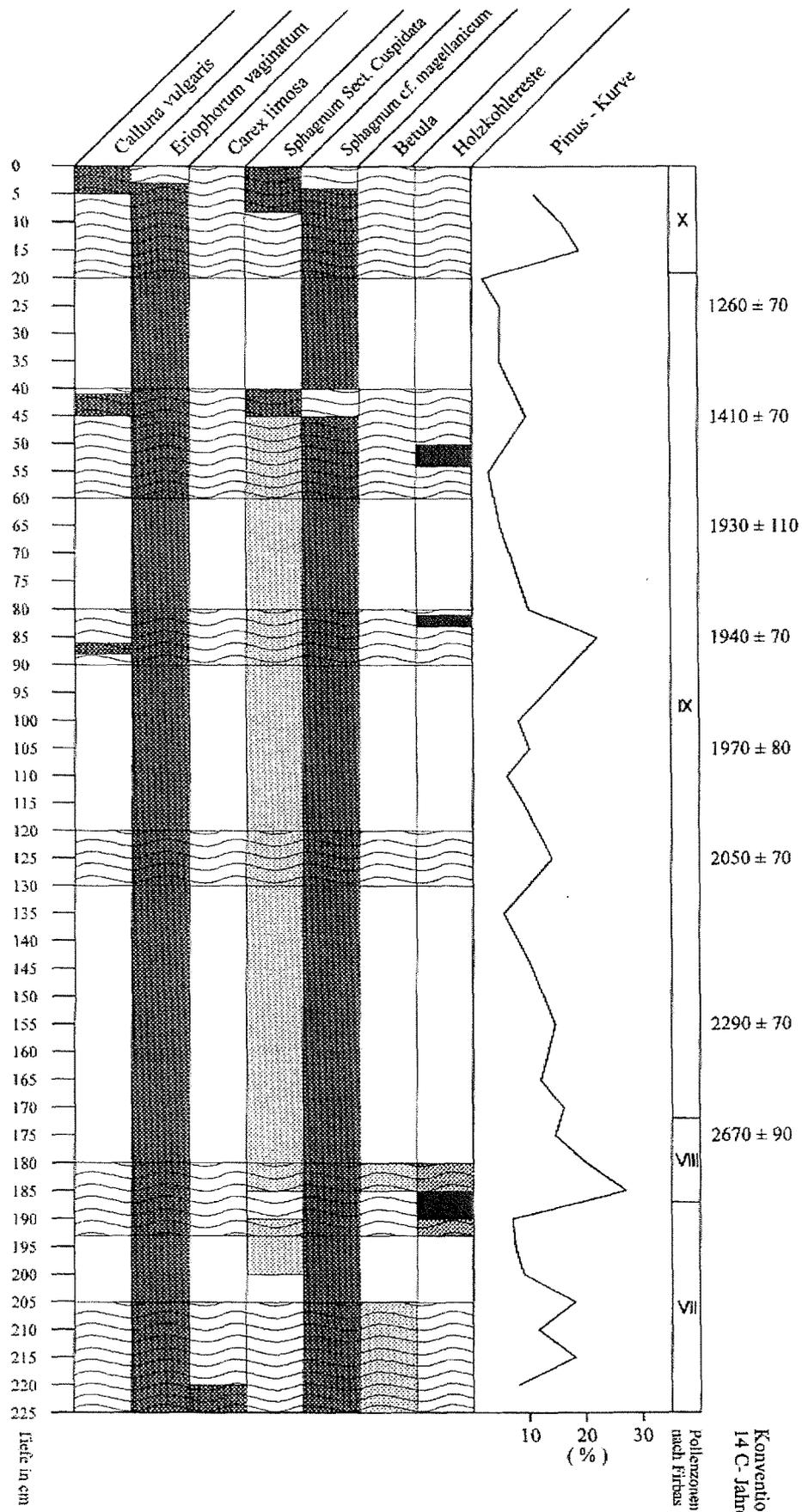
- 180-130 cm: Schwach zersetzter Torf mit *Sphagnum cf. magellanicum* und *Eriophorum vaginatum* als Hauptbestandteil und vereinzelt *Cuspidata*-Blättchen.
- 120-130 cm: Etwas stärker zersetzter Horizont mit unveränderter Artenzusammensetzung, wobei sich das Mengenverhältnis der beiden Haupttorfbildner geringfügig zugunsten von *Eriophorum* verschiebt.
- 90-120 cm: Der Torf weist wieder eine schwächere Zersetzung auf (siehe 180-130 cm).
- 80-90 cm: Siehe 120-130 cm. Hinzu kommt *Calluna vulgaris* zwischen 87 und 88 cm sowie einige Holzkohlestückchen zwischen 81 und 83 cm.
- 60-80 cm: Siehe 180-130 cm.
- 45-60 cm: Zwischen 45 und 60 cm unveränderte Artenzusammensetzung aber etwas stärker zersetzt und mit einem holzkohlehaltigem Abschnitt bei 50-54 cm.
- 40-45 cm: Stark zersetzter Torf. Statt *Sphagnum cf. magellanicum* nur *Sphagna cuspidata*, *Eriophorum vaginatum* und 41-45 cm *Calluna vulgaris*. Obergrenze ist als Zersetzungskontakt erkennbar.
- 20-40 cm: Siehe 180-130 cm.
- 8-20 cm: Gekennzeichnet durch zunehmende Zersetzung und höheren *Eriophorum*anteil als in vorigem Abschnitt.
- 0-8 cm: Wiederum stärker zersetzter Torf. Es kommt *Sphagnum Sect. Cuspidata* dazu. *Eriophorum vaginatum* und *Sphagnum magellanicum* fehlen in den obersten 2-3 cm.

Einen zusammenfassenden Überblick über den Aufbau des Bohrprofiles gibt Abb.5.

Abb. 5: Übersicht über die im Bohrprofil identifizierten pflanzlichen Großreste und Korrelation der Pinus-Pollenkurve mit stärker zersetzten Horizonten.

Die stärker zersetzten Horizonte sind mit Wellenlinien gekennzeichnet.





Durch folgende pflanzensoziologische Vegetationsaufnahme (nach BRAUN-BLANQUET) unmittelbar an Entnahmestelle des Bohrkernes kann das heutige Entwicklungsstadium des Moores in diesem Bereich gekennzeichnet werden:

30 qm, Gesamtbedeckung 95 %

<i>Calluna vulgaris</i>	4
<i>Eriophorum vaginatum</i>	1
<i>Avenella flexuosa</i>	(+)
<i>Vaccinium uliginosum</i>	+
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	+
<i>Vaccinium oxycoccus</i>	+

Umgeben wird obige Gesellschaft vom Latschengürtel, in dem ebenfalls eine Vegetationsaufnahme durchgeführt wurde:

100 qm

Strauchschicht mit 60% Gesamtbedeckung

<i>Pinus mugo</i>	4
<i>Betula carpatica</i>	+
<i>Picea abies</i>	+

Krautschicht mit 40% Gesamtbedeckung

<i>Vaccinium uliginosum</i>	2
<i>Calluna vulgaris</i>	1 (Rand)
<i>Vaccinium oxycoccus</i>	+
<i>Vaccinium myrtillus</i>	2
<i>Vaccinium vitis-idaea</i>	2
<i>Eriophorum vaginatum</i>	+
<i>Avenella flexuosa</i>	+
<i>Sphagnum spec.</i>	+

4.2. Pollenanalyse und Datierung

Der wechselnde Gehalt an Pollen und Sporen bzw. Großresten ermöglicht die Gliederung eines Profils in biostratigraphische Zonen (Biozonen, Pollenzonen). Die Pollenzonen reflektieren die Zusammensetzung der Pflanzengemeinschaften des Untersuchungsgebietes zu einer bestimmten Zeit, woraus ökologische und entwicklungsgeschichtliche Aussagen abgeleitet werden können. Da die Vegetationsentwicklung ein dynamischer Prozeß ist, d.h. sich Flora und Vegetation entsprechend den jeweiligen Klima-, Boden- und Konkurrenzbedingungen in einem Gebiet verändern, besitzen die Biozonen lediglich regionale Bedeutung. In Mitteleuropa wird meist die Klassifikation der postglazialen Klimaentwicklung von BLYTT & SERNANDER verwendet und durch die Definition regionaler Pollenzonen ergänzt und präzisiert. Die verschiedenen stratigraphischen Systeme sind jedoch nicht strikt synchron.

Deshalb schlugen MANGERUD et al. (1974, 1982; MANGERUD 1982) vor, die Zonen von BLYTT & SERNANDER als einheitliche Chronozonen zu redefinieren (siehe Abb.6) bzw. für das Holozän ausschließlich Radiocarbonaten für die biostratigraphische Erfassung der Vegetationsabfolge zu verwenden. Das setzt jedoch eine hinreichende Zahl v.a. zuverlässiger ¹⁴C-Daten voraus.

Da für das hier vorliegende Pollendiagramm nur innerhalb des jüngeren Moostorfes Radiocarbonaten vorliegen (siehe Tab. 1), sollen weiterhin die Pollenzonen nach FIRBAS verwendet werden, um eine Korrelation der palynologischen Ergebnisse mit bereits durchgeführten Untersuchungen in Mitteleuropa zu ermöglichen.

Neuere, radiocarbondatierte Pollendiagramme liegen aus Nord- und Nordostbayern von HAHNE (1991, 1992) vor, auf dessen Palynostratigraphie hier mit Bezug genommen werden soll.

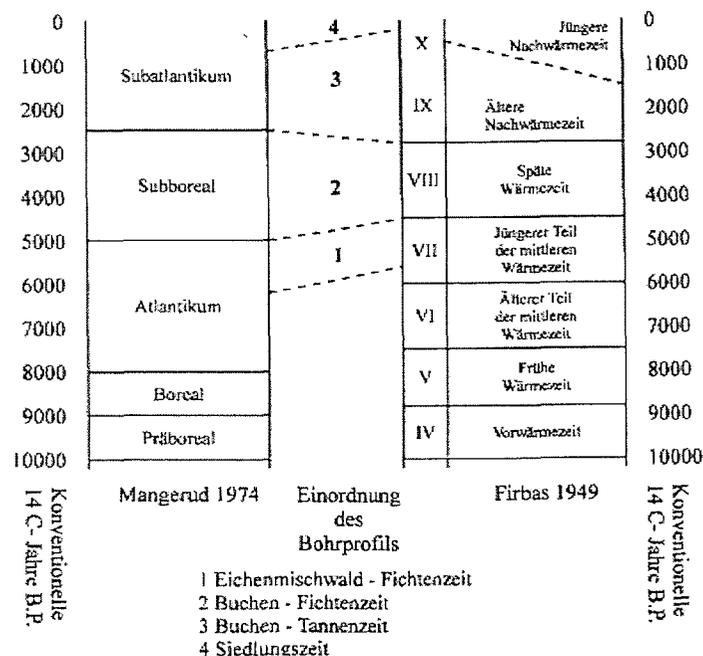


Abb. 6: Zeitliche Einordnung des Bohrprofils

Das ausführliche Diagramm läßt sich aufgrund der ermittelten Vegetationsabfolge in die folgenden vier Abschnitte gliedern:

4.2.1. Eichenmischwald-Fichtenzeit (Pollenzone VII nach FIRBAS):

Im Diagramm ist als ältester Abschnitt das jüngere Atlantikum erfaßt. Chronostratigraphisch läßt sich der Beginn des jüngeren Atlantikums auf etwa 6000 B.P. (konventionelles ^{14}C -Alter) festlegen. Entsprechende Datierungen fehlen bisher aus dem Untersuchungsgebiet, liegen aber u.a. aus dem Oberharz (5690 ± 100 B.P. nach WILLLUTZKI 1962), vom Gaterslebener See (6050 ± 150 B.P. in LITT 1994) und aus Nordböhmen (6570 ± 80 B.P. in JANKOVSKA 1988) vor. Die relativ große Zeitdifferenz zwischen den einzelnen Daten dürfte Ausdruck der Einwanderungsgeschichte der Gehölze aus ihren südöstlichen Refugien (LANG 1994), der zeitlichen Verschiebung im Erscheinen der frühgeschichtlichen Kulturepochen aber auch ein Problem der radiometrischen Methode sein.

Das jüngere Atlantikum ist durch den kontinuierlichen Anstieg der *Picea*-Kurve gekennzeichnet, die gegen Ende der Zone VII mit etwa 14% der Pollensumme ihr Maximum erreicht. Die Elemente des Eichenmischwaldes (Eiche, Ulme, Linde, Esche) sind mit einem durchschnittlichen Anteil von 15-20% vertreten. Ulme und Linde erreichen mit 9 bzw. 6% ihre Höchstwerte, die Eichenwerte schwanken ebenfalls um 6%.

Einen sehr hohen Anteil am Pollenspektrum besitzt die Hasel mit Werten bis zu 35%. Am Ende der Zone VII erreicht *Corylus* ein letztes Maximum mit 28%.

Betula und *Pinus* sind im Rückgang begriffen. Vereinzelt erscheinen Pollenkörner von *Fagus* und *Abies*. Beide Arten erreichen am Ende dieses Abschnittes ihre rationelle Pollengrenze, wobei die *Fagus*-Kurve etwas vor der *Abies*-Kurve anzusteigen beginnt. Ein ^{14}C -Datum zum Beginn der geschlossenen *Fagus*-Kurve (1%) liegt für das Georgenfelder Hochmoor nicht vor.

Etwa gleichzeitig mit dem ersten Auftreten von Buchen- und Tannepollen sind auch Pollenkörner von *Carpinus* nachzuweisen. Einzelpollen von *Hedera* und *Viscum* treten auf.

Die Nichtbaumpollensumme liegt im jüngeren Atlantikum deutlich über der der folgenden beiden Abschnitte. Diese setzt sich vor allem aus dem Pollenniederschlag der Ericaceen, Poaceen und Cyperaceen zusammen. Die *Vaccinium*-Kurve bildet einen markanten Gipfel (28%), der auch im Pollendiagramm aus der Mothäuser Heide (LANGE, unpubl.) zu beobachten ist. Weiterhin treten Pollen des *Potentilla*-Typs und der Tubuliflorae mit 2 bzw. 4% relativ häufig auf.

Als erste Siedlungszeiger erscheinen *Artemisiapollen* mit geschlossener Kurve und ein Pollenkorn von *Plantago lanceolata* an der Kurvenbasis.

Die Grenze zur nachfolgenden Pollenzone VIII bilden der Ulmenabfall, der Anstieg der *Fagus*-Kurve auf 10% und der der *Abies*-Kurve auf 1% (wie auch in der Mothäuser Heide, LANGE unpubl.).

4.2.2. Buchen-Fichten-Zeit (Pollenzone VIII nach FIRBAS):

Die Pollenzone VIII entspricht dem Subboreal. Dieser 2500 Jahre umfassende Abschnitt wird im Profil durch eine nur etwa 15 cm mächtige Torfschicht repräsentiert. Deshalb kann für diesen Zeitraum die Vegetationsentwicklung nur in sehr groben Zügen rekonstruiert werden. Dennoch ist sehr gut zu erkennen, daß der Abschnitt durch eine völlige Veränderung des Waldbildes gekennzeichnet ist.

Im Verlauf des Subboreal sind vor allem *Fagus* und *Abies* in Massenausbreitung begriffen. Auch die Hainbuche beginnt sich langsam auszubreiten (bis max. 6%). In der ersten Hälfte des Abschnitts spielt neben der Buche auch die Fichte eine dominierende Rolle unter den Waldbäumen. Ihre Werte sinken jedoch allmählich auf ein Minimum (unter 5%) ab. Die Elemente des Eichenmischwaldes sind weiterhin im Rückgang begriffen. *Tilia* und *Ulmus* weisen zwar noch Kurvenschluß auf, spielen aber in der Zusammensetzung der Waldvegetation keine Rolle mehr. Ihre Werte liegen unter 1%. Die Eichenwerte betragen um die 5%.

Sehr reichlich sind Pollen der Kiefer enthalten. Im ersten Drittel des Subboreal erreichen diese ein Maximum von 27%. Die Kurven von *Alnus* und *Betula* zeigen im ganzen steigende Tendenz.

Das veränderte Waldbild kommt auch im stärker zugunsten der Gehölze verschobenen Verhältnis der Baumpollen- zur Nichtbaumpollensumme zum Ausdruck.

Im Spektrum der Nichtbaumpollen sind hauptsächlich *Artemisia*-, *Calluna*- und Poaceenpollen enthalten. An Siedlungszeigern weisen *Artemisia* und erstmals auch *Plantago lanceolata* eine geschlossene Kurve auf. Noch einmal ist ein einzelnes Pollenkorn von *Viscum* vertreten.

Schwierigkeiten bereitet hier die Festlegung der Grenze Subboreal/^{Sub-}Atlantikum, weil keine so markanten Veränderungen im Pollenspektrum wie zu Beginn des Subboreals auftreten. Auch die *Fagus*dominanz kommt als Abgrenzungskriterium nicht in Frage, da die Buche schon eher zur Vorherrschaft gelangen konnte. Am ehesten kann der *Abies*-Anstieg auf Werte um 20% zur Abgrenzung dienen. HAHNE (1992) verwendet zur palynostratigraphischen Grenzziehung den Beginn der *Abies*-Dominanz, weist aber darauf hin, daß nur mit Hilfe von Radiocarbonaten eine genaue Grenzziehung möglich ist. Durch zwei recht genau plazierte 14-C-Datierungen, die ein Alter von 2670±90 B.P. bzw. 2500±80 B.P. ergeben, kann die Grenze dennoch mit der angestrebten Sicherheit im chronostratigraphischen Sinne fixiert werden.

Das entspricht dann auch der von FIRBAS (1949) empirisch ermittelten Abgrenzung, für die er als Kriterium den Beginn der andauernden Herrschaft von *Abies* und *Fagus* sowie meist niedrige *Picea*-Werte angibt.

4.2.3. Buchen-Tannen-Zeit (Pollenzone IX nach FIRBAS):

Das ältere Subatlantikum umfaßt den mächtigsten Bereich des Bohrprofils, der durch weitere sechs Radiocarbonaten zeitlich gut flankiert wird.

In diesem Abschnitt dominieren eindeutig Buche und Tanne, und beide erreichen nun auch ihre maximale Ausbreitung. Während der ersten Hälfte der Pollenzone IX liegen die Buchenwerte nur wenig über denen der Tanne. Auch die einzigen Pollenfunde von *Acer* fallen in diese Zeit. Etwa zur Zeitenwende weist *Abies* ihr absolutes Maximum mit etwa 30% auf. Von da an tritt die Buche mit Werten zwischen 25 und 35% der Pollensumme noch stärker hervor. Die Tannenwerte liegen jetzt weit unter denen der Buche und erreichen nur noch einmal die 25%-Marke. Als drittes Element des hercynischen Bergmischwaldes und als gegenwärtiger Charakterbaum der orealen Stufe tritt weiterhin die Fichte auf, deren Werte jedoch meist unter 10% liegen.

Von den Komponenten des Eichenmischwaldes zeigt *Quercus* eine leicht steigende Grundtendenz. Ihre Werte liegen etwas höher als in den vorangegangenen Abschnitten. In der 2. Hälfte übersteigen diese sogar oft die 10%-Marke. *Ulmus* spielt mit Werten um 1% nur eine sehr geringe Rolle, *Fraxinus* tritt regelmäßig in geringer Zahl auf, und die Lindenkurve ist nicht mehr geschlossen.

Die Werte der Hainbuche schwanken um die 3-4%. Auch die Hasel ist nur noch mit Werten unter 5% vertreten. *Betula* erreicht 5-19%, *Alnus* 3-13% und *Pinus* 4-23%. Besonders die Kiefernkurve zeichnet sich durch relativ starke Schwankungen aus.

Die Summe der Nichtbaumpollen nimmt bis zur Zeitenwende noch knapp 10% der Baumpollensumme ein und geht von da an nochmals auf maximal 5% zurück. Diese setzt sich hauptsächlich aus Pollen von *Poaceen* (bis 5%), *Artemisia*, *Plantago lanceolata* und *Chenopodiaceen* zusammen. Erstmals treten Getreidepollen auf, die, wie auch die *Chenopodiaceen*, keine geschlossene Kurve bilden. Auch die *Ericaceen* zeigen keinen Kurvenschluß mehr. Die übrigen Nichtbaumpollenfunde sind nur sehr sporadisch. Erst gegen Ende der Pollenzone IX, welches mit dem Beginn der mittelalterlichen Rodungen auf dem Erzgebirgskamm zusammenfällt, beginnt wieder eine drastische Änderung in der Zusammensetzung der Baumarten, verbunden mit einem Anstieg der Nichtbaumpollen. Wie auch schon OVERBECK & GRIEZ (1953) bei Mooruntersuchungen in der Rhön feststellten, ist ein geringer sekundärer Anstieg der Kurven von *Ulmus* und *Fraxinus* zu erkennen, der etwas früher einsetzt, als die anthropogen bedingte Veränderung im Vegetationsbild sichtbar werden. Auch *Carpinus* und *Abies* haben parallel zur Ulmenkurve einen letzten Gipfel.

Die genaue Festlegung der Grenze bereitet auch hier Schwierigkeiten, zumal aufgrund der rezenten Durchwurzelung in diesem Horizont kein exaktes Radiocarbondatum mehr zu erwarten ist. Das Problem liegt darin, daß der Steilabfall der *Abies*kurve schon vor dem Buchenfall und vor der Ausbreitung der Siedlungszeiger beginnt. Dieses Problem wird Gegenstand der Diskussion im Abschnitt 5.2. sein.

HAHNE (1992) legte für Nordostbayern die Grenze IX/ X an den Beginn der geschlossenen *Cerealia*-Kurve (1%), was auch hier als Abrenzungskriterium dienen kann.

4.2.4. Siedlungszeit (Pollenzone X nach FIRBAS):

Die Siedlungszeit (jüngerer Atlantikum) umfaßt den letzten Abschnitt des Diagramms. Er ist nur geringmächtig entwickelt und kann deshalb nicht weiter untergliedert werden.

Zu Beginn ist die Buche, nachdem die Tannenkurve schon unter die 5%-Marke abgefallen ist, noch der vorherrschende Waldbaum. Aber auch die *Fagus*-Werte fallen steil ab. *Pinus* und *Picea* werden dagegen gefördert. Die *Fraxinus*-Kurve zeigt bei sehr niedrigen Werten eine steigende Tendenz. Alle übrigen Baumpollenwerte sinken ab. In dieser Zeit erreichen die meisten Siedlungszeiger einschließlich *Cerealia*-Pollen ihre Maximalwerte. Bei den Getreidepollen stammt der Hauptteil des Pollenniederschlags von *Secale cereale*. Ein einzelnes Pollenkorn von *Centaurea cyanus* tritt zu Beginn der Pollenzone IX auf. Die Ericaceenpollen weisen auf die zunehmende Verheidung des Moores hin. Die Nichtbaumpollensumme steigt auf 65%.

4.3. Absolut-Pollenanalyse

Schon RUDOLPH & FIRBAS (1924) wiesen in ihrer Arbeit darauf hin, daß bei der Ausdeutung der Pollendiagramme beachtet werden muß, daß nur das relative Mengenverhältnis der einzelnen Pflanzenarten angezeigt wird. Das heißt, wenn der Pollenniederschlag einer Art steigt, sinken die Werte der anderen Arten, ohne daß ihre absolute Menge abgenommen hat, wobei davon ausgegangen werden kann, daß sich Pflanzen ausbreiten können (z. B. auf der Mooroberfläche), ohne andere Arten zu verdrängen. Sie betonen, daß es wünschenswert wäre, wenn man auch die Schwankungen der absoluten Mengen der Arten angeben könnte, was zur damaligen Zeit nur durch grobe Schätzungen möglich war.

Im Absolutdiagramm wird die Zahl der Pollenkörner pro Volumeneinheit dargestellt, so daß die Werte der einzelnen Pollentypen voneinander unabhängig sind. Eine Abhängigkeit besteht nur noch von den Sedimentationsraten, welche bei der Interpretation eines Absolutdiagramms berücksichtigt werden muß (vgl. BIRKS & BIRKS 1980; MOORE, WEBB & COLLINSON 1991; LANG 1994).

Insgesamt ermöglicht diese Methode bei speziellen Fragestellungen ein besseres Verständnis der Rekonstruktion der Vegetationsverhältnisse und ihren Änderungen (STALLING 1987).

Von besonderem Interesse ist die Absolutanalyse besonders dann, wenn in einem Prozentdiagramm einzelne, vor allem lokale Pollentypen überrepräsentiert sind.

Im vorliegenden Konzentrationsdiagramm (Abb. 7) sind Abweichungen gegenüber dem Prozentdiagramm zu erkennen, was bei der Befundinterpretation (Abschnitt 5) mit einbezogen werden soll.

5. DISKUSSION UND INTERPRETATION

5.1. Moorentwicklung

Die in einem Moorprofil enthaltenen pflanzlichen Großreste sind autochthoner Herkunft und stellen je nach Erhaltungsbedingungen mehr oder weniger vollständig erhaltene Pflanzengesellschaften (sogenannte fossilisierte „Taphozöosen“) dar. Diese sind, möglichst gekoppelt mit Pollenanalysen und Radiocarbonatierungen, geeignet, Aussagen über Entstehung und Entwicklung von Mooren abzuleiten. Die stratigraphische Sequenz reflektiert die zeitliche Abfolge, wobei die Relation zwischen Tiefe und Alter nicht linear ist (Abb. 8).

Eine Übersicht über die im Bohrkern identifizierten pflanzlichen Großreste gibt Abb. 5 in 4.1.

In den sehr stark zersetzten basalen Torfschichten (205-225 cm) mit hohem minerogenen Anteil wurden vor allem die Hochmoorarten *Sphagnum magellanicum* und *Eriophorum vaginatum* gefunden, was darauf hindeutet, daß sich das Georgenfelder Hochmoor durch Versumpfung scheinbar ohne ausgeprägte Übergangsphase sofort zum Hochmoor entwickelte. Offensichtlich waren zu Beginn des jüngeren Atlantikums (Pollenzone VII) die Bedingungen für eine Hochmoorentstehung günstig. Geringe Reliefunterschiede, welche schlechte Abflußbedingungen zur Folge haben, und eine hohe klimatische Feuchte bedingten lang anhaltende Durchnässungen und anmoorige Stellen (NEEF 1960), auf denen fast unvermittelt Hochmoorwachstum eintreten konnte.

Daneben wurden im untersuchten Profil auch zahlreiche Birkenholzreste und reichlich Birkenpollen gefunden, die von einer ehemals stärkeren Verbreitung von *Betula* auf den Mooren zeugen. Schwerpunkt ihres Vorkommens haben Birkenreste in Übergangsmoortorfen, in denen sie nicht selten auch zusammen mit Kiefer auftreten (GÖTTLICH 1990). Die *Pinus*-Pollenwerte sind in diesem Abschnitt relativ hoch. Es kann aber keine Aussage gemacht werden, ob diese Kiefern auf Moorstandorten vorkamen oder durch Ferntransport eingeweht wurden, da großrestanalytisch bisher keine autochthonen Kiefernorkommen nachgewiesen werden konnten.

Als weitere charakteristische Zwischenmoorarten konnten *Carex limosa* und andere *Carex*-Arten sowie *Menyanthes*-Pollen und *Equisetum*-Sporen in diesem Profilbereich identifiziert werden. Die relativ hohen *Cyperaceen*-Werte im Pollendiagramm deuten darauf hin, daß reichlich Riedgräser am Aufbau der lokalen Vegetation beteiligt gewesen waren.

Da Hochmoorarten nicht ausschließlich auf reine Hochmoorbiotope beschränkt sind, sondern auch zusammen mit Mineralbodenwasserzeigerarten auftreten können (OBERDORFER 1992 a), verkörpern die untersten 20 cm des Bohrprofils eher ein schwach minerotrophes Übergangsstadium der Entwicklung zum ombrogenen Moor. Aufgrund des sauren, nährstoffarmen Grundgesteins, welches von vorn-

herein oligotrophe Verhältnisse zur Folge hatte, wanderten schnell *Sphagnum magellanicum* und *Eriophorum vaginatum* in das Riedmoorstadium ein.

Fließend erfolgt der Übergang zum älteren Moostorf. Dieser Abschnitt umfaßt 25 cm mit einem unteren, etwas weniger und einem oberen sehr stark zersetzten Bereich. Mit der Ablagerung dieses älteren Moostorfes beginnt die Ablagerung rein ombrogenen Torfes, der zunächst nur *Sphagnum magellanicum* und *Eriophorum* enthält, worin die für Moore typische Entwicklungstendenz von anspruchsvolleren zu anspruchsloseren Gesellschaften als Ausdruck zunehmender Verarmung der Standorte (GROSSE-BRAUCKMANN 1979) deutlich wird.

Später kommen einige Blättchen *Sphagna Cuspidata* hinzu. Die *Cuspidata*-Reste, welche meist äußerst nährstoffarme Schlenken zwischen Heide- und Wollgrasbulten ausfüllen, zeigen im älteren Moostorf sehr häufig starke Vernässungen an (OVERBECK 1975).

Etwa am Schnittpunkt der Tannen- und Fichtenkurve wiesen RUDOLPH & FIRBAS (1924) im Georgenfelder Hochmoor den Stubbenhorizont nach, der Schwarz- und Weißtorf (entspricht dem Weber'schen Grenzhorizont) trennt. Dieser Punkt befindet sich im vorliegenden Pollendiagramm bei etwa 181 cm, was ebenfalls in etwa der Oberkante des Schwarztorfes entspricht.

Auch eine Stubbenlage konnte im Bohrprofil nicht gefunden werden, wobei man davon ausgehen kann, daß durch Bohrungen kein vollständiges Bild über solche Holzlager zu gewinnen ist (STALLING 1987). Lediglich einige Birkenholzstückchen enthielt das Material des Bohrkerns, die auf Vorkommen von *Betula* auf dem Moor zur Grenzhorizontzeit hinweisen.

In fast allen größeren Mooren des Erzgebirges kommt es im Subboreal zu Stockungen im Moorwachstum, welche mit dem Grenzhorizont abschließen. SCHMEIDL (1940) untersuchte im Sebastiansberger Hochmoor minutiös diesen Horizont und kam zu folgender Aussage: Der Stubbenhorizont ist Zeugnis einer trockenen Klimaperiode von höchstens 250 Jahren Dauer, in der sich das Moor unter starker Zunahme der *Ericaceen* mit *Pinus mugo* bewaldete, ohne daß ein völliger Stillstand des Moorwachstums eintrat.

Im gegebenen Fall ist aber in Pollenzone VIII mit einer längeren Stagnation zu rechnen, da die Dauer des Subboreals ca. 2500 Jahre beträgt, die hier in einer nur 15 cm mächtigen Torfschicht enthalten sind. Auch Verheidung anzeigende *Ericaceen*-Reste waren im Bohrprofil in diesem Horizont großreanalytisch nicht nachweisbar. Mit Beginn des rein ombrogenen Torfwachstums ist jedoch ein Ansteigen der *Calluna*- und *Vaccinium*-Kurven zu verzeichnen, so daß dennoch von *Ericaceen*-Vorkommen ausgegangen werden kann.

Die am stärksten zersetzte Torfschicht innerhalb des Schwarztorfes befindet sich zwischen 187-190 cm, also unterhalb des Zersetzungskontaktes. In diesem Bereich ist auch die mit Abstand größte Pollenkonzentration zu verzeichnen (vgl. Abb. 7). Die Pollen und Sporen waren in diesem Bereich stark korrodiert, und die Vernässung anzeigenden *Sphagna Cuspidata* konnten nicht gefunden werden.

Auch OVERBECK et al. (1957) beobachteten, daß der am stärksten zersetzte Horizont oft einige Zentimeter unterhalb des Zersetzungskontaktes liegt und schlußfolgerten daraus, daß trotz des mehr oder minder unvermittelten Überganges des Zersetzungsgrades von einer Torfart zur anderen der Zeitpunkt des Umschlagens vom älteren in den jüngeren Hochmoortyp ziemlich labil und durch lokale hydrographische und klimatische Verhältnisse erheblich verschiebbar gewesen ist.

Die eigene Großrestanalyse bestätigte, daß Schwarz- und Weißtorf hauptsächlich von den gleichen Pflanzenarten aufgebaut werden, wobei der Entstehung beider Torfarten verschiedene Moortypen zugrunde liegen sollen (OVERBECK 1975). Beim älteren Moostorf handelt es sich um einen primär zersetzten Torf, da der Humifizierungsgrad des Torfes vorwiegend durch die Prozesse bestimmt wird, welche sich schon bei der Entstehung und Ablagerung ereignet haben (OVERBECK 1975). Bei der Torfbildung im Hochmooren fördern die Mykorrhizapilze der Ericaceen eine starke Entwicklung von Bakterien, die zusammen mit den Pilzen die primäre Torfzersetzung bewirken (BURGEFF 1961). Demnach sind die Zersetzungsprozesse um so intensiver, je stärker die Verheidung ist. Waldhochmoore und Verheidungen können sich nur dort entwickeln, wo während sommerlicher Trockenphasen durch oberflächliche Abtrocknung und bessere Belüftung das *Sphagnum*-Wachstum stagniert. Andererseits besaß das Wasser im Moorkörper durch die hohe Kompaktion des Torfes nur eingeschränkte Beweglichkeit, so daß die Niederschläge nicht so rasch aufgenommen werden konnten und damit zeitweise Staunässe, Überrieselung der Oberfläche und teilweise Erosion auftreten konnten (OVERBECK 1975). Demnach muß das Klima während der Schwarztorfzeit niederschlagsreich genug gewesen sein, um ein ombrogenes Moorwachstum überhaupt zu ermöglichen, welches immer wieder durch Trockenphasen gehemmt bzw. unterbrochen wurde (OVERBECK 1975).

Da aus der Schwarztorfzeit keine Radiocarbonaten vorliegen, war eine grobe zeitliche Einordnung nur palynostratigraphisch möglich. Das Moorwachstum setzte am Anfang der Pollenzone VII ein, was einem Alter von etwa 6000 B.P. entspricht. Ausgehend davon, daß der Torfzuwachs eine Funktion der Pollenkonzentration ist, spricht der Abfall der Summenkurve (Abb. 7) im Tiefenbereich zwischen 180 und 175 cm dafür, daß hier die Geschwindigkeit des Torfwachstums zunahm, so daß durch Interpolation des Radiocarbonatums kurz oberhalb des Grenzhorizonts (2670 ± 90 B.P.) ein ungefähres Alter des Schwarz-Weißtorf-Kontaktes von 3000 B.P. ergibt (Abb. 8). Somit wurden die basalen Torfschichten während einer Zeitdauer von rund 3000 Jahren gebildet, was einer Torfwachstumsrate von durchschnittlich 70 Jahren pro Zentimeter entspricht. LANG (1994) weist allerdings darauf hin, daß innerhalb eines Moores die Datierungswerte des Grenzhorizontes schwanken können.

In der zweiten Hälfte des Subboreals beginnt über der Rekurrenzfläche die Ablagerung des Weißtorfes, der wesentlich schwächer zersetzt und im Gegensatz zum Schwarztorf einen rasch wüchsigeren Moortypus (vgl. OVERBECK 1975) mit einer mittleren Torfzuwachsrate von etwa 15 Jahre pro cm verkörpert. Aus Abb. 8 geht hervor, daß bis zur Zeit um Christi Geburt das Torfwachstum zunimmt. Die höchste Bildungsgeschwindigkeit wird kurz nach der Zeitenwende mit maximal 2 cm pro Jahr erreicht.

Das bedeutet, daß in den ersten 600-700 Jahren die Torfmächtigkeit um ca. 115 cm zunimmt. Man kann diese Zeit als klimatisch sehr günstige Periode für ein Hochmoorwachstum ansehen. Nur zwei relativ schmale Bänder stärkerer Humifizierung (in Abb. 8 grau hervorgehoben) sind während dieser Phase im Profil erkennbar. Nach der maximalen Wachstumsrate verlangsamt sich die Torfbildung bis hin zur Stagnation in der Gegenwart. Diese Verlangsamung geht einher mit einem größeren Anteil an stärker zersetzten Abschnitten. Diese Bänder werden heute allgemein als Ergebnis xerokliner Phasen angesehen (OVERBECK & GRIEZ 1953, LANG 1994). Die Übergänge der Humifizierungsgrade sind, im Gegensatz zum eigentlichen Schwarz-Weißtorf-Kontakt, mehr oder weniger fließend, so daß die Grenzziehung zwischen Trocken- und Feuchtphasen einer gewissen Willkür unterlegen ist. Außerdem muß angemerkt werden, daß das oberste Radiocarbondatum möglicherweise zu alt ist, was aus den noch zu diskutierenden pollenanalytischen Befunden hervorgeht, so daß die Torfbildung während der letzten 2000 Jahre insgesamt gleichmäßiger gewesen sein kann, als aus der Abb. 8 hervorgeht.

Die Angaben zur Geschwindigkeit des Torfwachstums sollen und können nur Tendenzen aufzeigen, zumal die Befunde nur auf ein Profil zurückgehen, so daß vorerst keine Möglichkeit zur Überprüfung der Aussagen besteht.

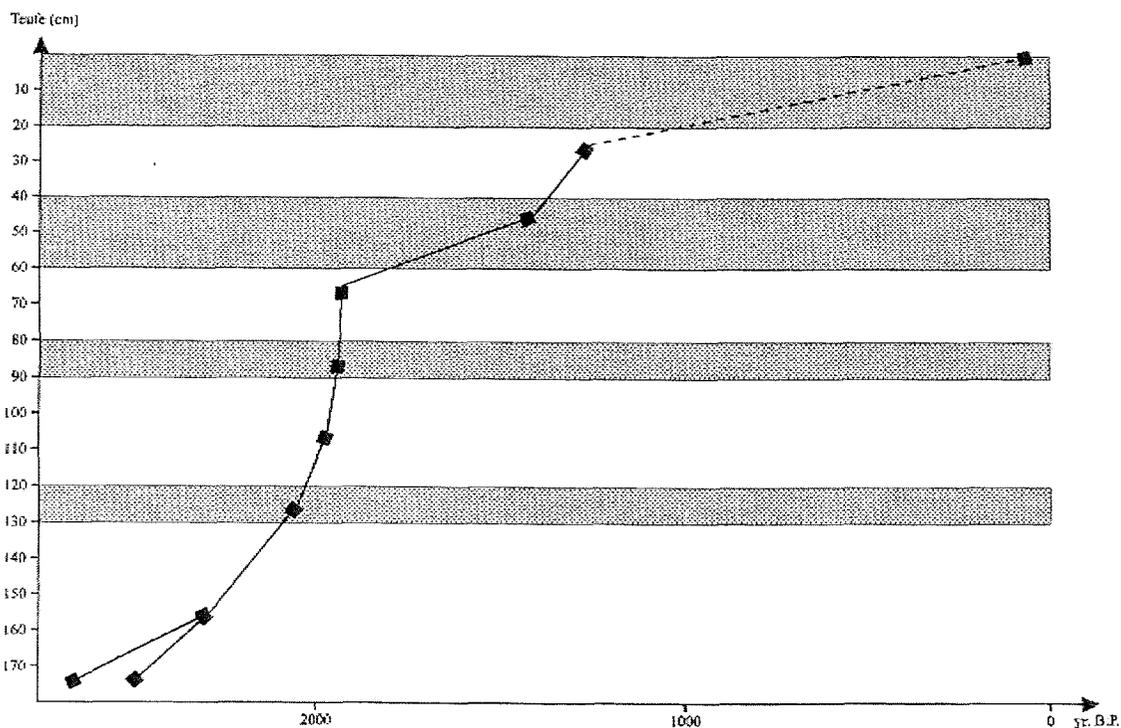


Abb. 8: Zum Verlauf der Geschwindigkeit des Wachstums des Weißtorfes (Erläuterungen siehe Text)

Obwohl, wie bereits erwähnt, der Zersetzungsgrad und damit auch die Mächtigkeit von Torfschichten in erster Linie von den Prozessen abhängen, die sich vor Entstehung und Ablagerung abspielten, muß bedacht werden, daß die wechselnden Zersetzungsgrade in einem Profil vor allem die lokalen hydrologischen Bedingungen widerspiegelt und auch durch Druck und Entwässerung (Torfstich, Entwässe-

rungsgräben) sekundäre Verdichtungen auftreten können (vgl. OVERBECK 1975), so daß sich innerhalb eines Moores unterschiedliche stratigraphische Sequenzen ergeben können (beachte Befunde von RUDOLPH & FIRBAS 1924).

Auch im Weißtorf dominieren eindeutig *Sphagnum magellanicum* und *Eriophorum vaginatum* unter den Torfbildnern. *Sphagna Cuspidata* spielen nur eine sehr untergeordnete Rolle. Teilweise war jahrhundertlang keine nennenswerte Änderung in der Torfzusammensetzung nachzuweisen, so daß relativ konstante Standortbedingungen angenommen werden müssen (GROSSE-BRAUCKMANN 1979). Während der letzten drei stärker humifizierten Horizonte zeugen *Calluna*-haltige Lagen von allgemeiner Abtrocknung (OVERBECK 1975), was auch heute im Georgenfelder Hochmoor zu beobachten ist. Zumindest die gegenwärtige Trockenperiode war lang genug, daß sich neben den *Ericaceen* auch *Pinus mugo* ausbreiten konnte.

MÄNNEL (1896 in RUDOLPH & FIRBAS 1924) stellte aufgrund seiner archivalischen Studien fest, daß die heute lebenden Moorkiefern der Erzgebirgsmoore ein Alter von etwa 100-170 Jahren zeigen (heute 200-270 Jahre!), wobei RUDOLPH & FIRBAS (1924) einen früheren Zeitpunkt für den Beginn der Bewaldung nicht ausschließen. KÄSTNER & FLÖSSNER (1933; vgl. auch HEMPEL 1974/78) belegten eine ehemals weitere Verbreitung von *Pinus mugo* auch in tieferen Lagen. Im Riesengebirge und im Böhmerwald reichen sicher bestimmbare Makrofossilien von *Pinus mugo* bis in die mittlere Wärmezeit zurück (Pollenzone VI, VII). Seit der späten Wärmezeit (Pollenzone VIII) hat sich offenbar das Vorkommen der Moorkiefern auf den Hochmooren verstärkt, was für das Erzgebirge, Südböhmen und Ostschwaben nachgewiesen werden konnte (HEGI 1981).

Ausgehend von diesen Überlegungen wurde in Abb. 5 neben den Ergebnissen der Großrestanalyse die Kurve der Kiefernpollen mit eingezeichnet. Es ist zu erkennen, daß immer in Verbindung mit einem Zersetzungshorizont ein *Pinus*gipfel auftritt. Zumindest seit den großrestanalytischen Nachweisen von *Pinus mugo* für die Grenzhorizontzeit liegt der Schluß nahe, daß es sich hierbei um Trockenphasen handelt, während denen nicht nur eine Verheidung erfolgte, sondern sich auch die Moorkiefer stärker ausbreitete.

Da der Pollen von *Pinus mugo* nicht vom Pollen der Waldkiefer zu unterscheiden ist, muß man damit rechnen, daß der Kiefernpollen nicht unbedingt von der Moorkiefer produziert, sondern durch Ferntransport eingeweht wurde. *Pinus silvestris* spielt jedoch am Aufbau der natürlichen Vegetation im Erzgebirge kaum eine Rolle. Erst auf den Sandsteinplatten nahe des Ostrandes des Erzgebirges und im Elbsandsteingebirge (beachte ungünstige Windrichtung für Ferntransport, siehe 2.2.) befinden sich größere natürliche Vorkommen der Kiefer. Eine Erklärung der hohen, stark schwankenden Kiefernwerte allein durch Ferntransport wäre recht unwahrscheinlich. Da *Pinus mugo* durch Adventivwurzelbildung dauerhaft Hochmoore besiedeln kann (HEGI 1981) ist anzunehmen, daß die Moorkiefer zumindest seit der Grenzhorizontzeit im Georgenfelder Hochmoor mehr oder weniger verbreitet ist. Zweifelsfrei kann aber auch damit nicht die frühere Ausdehnung und der Bedeckungsgrad der Krummholzmoore mit *Pinus mugo* rekonstruiert werden (vgl. HEMPEL 1986).

Im Gegensatz zum Verhalten der *Pinus*-Kurve zeigen die Werte von *Vaccinium* und *Calluna* keine solche Korrelation. Während der gesamten Pollenzone IX sind trotz einiger großrestanalytischer *Calluna*-Nachweise die Pollenwerte gleichmäßig niedrig. Da Ericaceen aufgrund ihrer Entomophilie eine viel niedrigere Pollenproduktion als die anemogame Kiefer aufweisen, sind Fluktuationen innerhalb sehr schnellwüchsiger Abschnitte kaum zu bemerken. Deutliche *Ericaceen*-Gipfel sind nur während der Schwarztorfzeit und der Siedlungszeit (vgl. auch Abb. 7) zu verzeichnen, die während dieser trockensten Phasen der Moorgeschichte eine absolute Massenentwicklung der Ericaceen anzeigen.

Innerhalb dreier Zersetzungshorizonte sind holzkohlehaltige Bänder eingeschaltet. In den beiden obersten Lagen waren Holzkohlestückchen nur beigemischt, während zwischen 186 und 190 cm fast ausschließlich Holzkohlereste zu finden waren. Durch Holzkohleinflux wird das historische Erscheinen von Feuern angezeigt, wobei es sich hierbei um natürliche Brände gehandelt haben dürfte, da bis dahin keine Siedlungseinflüsse vorhanden sind (vgl. 5.3.).

Da zur Auswertung nur eine geringe Materialmenge zur Verfügung stand und auf einzelne Bohrprofile zurückgehende Befunde nicht zwingend sind (OVERBECK & GRIEZ 1953), soll bei der Interpretation der Ergebnisse die Profilbeschreibung von RUDOLPH & FIRBAS (1924) mit berücksichtigt werden. Wie folgt wurde die von ihnen untersuchte Torfstichwand beschrieben:

„Untergrund eine dünne Schicht zähen Tons über grobem Sand und Grus. Darüber etwa 20 cm stark zersetzter *Equisetum*-Torf, dann folgt sofort *Eriophorum-Sphagnum*-Torf, deutlich zweigegliedert durch eine längs der Stichwand zusammenhängende Stubbenlage aus Fichten-, Kiefern- und Birkenwurzelstöcken in 80 cm stark zersetzten älteren und 1,40 m wenig zersetzten jüngeren Moostorf. In letzterem ist wieder an der Unter- und Oberkante starke Anreicherung an *Eriophorum* ersichtlich, dazwischen liegt fast reiner *Sphagnum*-Torf mit spärlichen Wollgrasbüscheln.“

Die Angaben zu den einzelnen Torfschichten und deren Mächtigkeiten, die von RUDOLPH & FIRBAS (1924) vorliegen, stimmen nicht genau mit den Befunden der eigenen Großrestanalyse überein. Geht man aber davon aus, daß die Oberfläche in Mooren nicht völlig eben und das Moorwachstum nicht an jeder Stelle gleichmäßig ist und durch Torfstich und Entwässerung Sackungen auftreten können, sind keine grundsätzlichen Unterschiede zwischen Stichwand und Bohrprofil festzustellen.

Der 20 cm mächtige *Equisetum*-Torf, welcher nach RUDOLPH & FIRBAS (1924) etwa zur Zeit des *Corylus*-Maximums am Anfang der Moorentwicklung abgelagert wurde, konnte im Bohrkern großrestanalytisch nicht nachgewiesen werden. Der ältere Moostorf ist im vorliegenden Profil geringmächtiger entwickelt, als von RUDOLPH & FIRBAS (1924) an der Stichwand beobachtet wurde. Auch bei diesen früheren Untersuchungen konnten im weniger zersetzten Abschnitt der Schwarztorfzeit keinerlei Anhäufungen von Hölzern festgestellt werden, wodurch die Annahme einer nassen Phase in der 2. Hälfte der Eichenmischwald-Fichtenzeit bekräftigt wird.

Nicht bestätigt werden kann die Aussage von RUDOLPH & FIRBAS (1924), daß während der Weißtorfzeit deutliche Trockenphasen überhaupt fehlen und bis zum rezenten Verheidungsstadium durchge-

hend die nassesten Torfarten gebildet wurden. Durch mikroskopische Analyse konnten Diskordanzen im Zersetzungsgrad festgestellt werden, die zwar Merkmale einer Phase trockeneren Klimas aufweisen aber nicht den Charakter einer Rekurrenzfläche zeigen (OVERBECK 1975).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß sich das vorliegende Bohrprofil in das Altersvergleichschema der von RUDOLPH & FIRBAS (1924) untersuchten Erzgebirgsmoore einordnen läßt, da in groben Zügen Übereinstimmungen vorliegen. Sowohl die autonome Entwicklungstendenz von Hochmooren zu immer nährstoffärmeren Verhältnissen als auch Bewaldung und Verheidung während der Grenzhorizontzeit als Ausdruck trockenen Klimas werden deutlich.

Da für Vergleiche und zur Überprüfung der Ergebnisse keine weiteren Untersuchungen vorliegen, können anhand dieser Befunde noch keine allgemeingültigen Aussagen über eine feinere Untergliederung der Entwicklungsphasen des Georgenfelder Hochmoores selbst und der Erzgebirgsmoore getroffen werden.

5.2. Verhalten einiger Gehölze

Großflächig ausgebildete Hochmoore in exponierter Lage können den Pollenniederschlag aus der weiteren Umgebung auffangen und stellen somit Durchschnittsdiagramme für ein größeres Gebiet dar (LANGE & SCHLÜTER 1972), so daß Aussagen für Gebirge und Umland getrennt werden müssen. Aufgrund der für pollenanalytische Untersuchungen relativ ungünstigen Voraussetzungen in den Vorländern (LANGE & HEINRICH 1969) stehen nur wenige Diagramme zum Vergleich zur Verfügung. Im sächsischen Erzgebirgsvorland liegen Pollendiagramme aus Hainichen und Frankenberg (LANGE & SCHLÜTER 1972), vom Göttwitzer See bei Wernsdorf (JACOB 1971) und aus der Nähe von Freiberg (JACOB 1971, unpubl.) vor, die allerdings recht unvollständig die Vegetationsentwicklung widerspiegeln. Für das nordböhmische Becken ergeben sich Vergleichsmöglichkeiten durch die Arbeiten RUDOLPHS (1926) und JANKOVSKAS (1988) im Gebiet des ehemaligen Kommerner Sees bei Most. Dadurch bereitet auch die Rekonstruktion von Waldgrenzenveränderungen Schwierigkeiten und ist mit erheblichen Unsicherheiten behaftet.

Zur Klassifizierung der Pflanzengesellschaften wird heute in der Geobotanik allgemein die Charakterartenlehre angewandt, die jedoch für die Rekonstruktion ehemaliger Pflanzengesellschaften nicht in Frage kommt, da mit Hilfe der Pollenanalyse Gesamtartenkombinationen nicht erfaßt werden können. Dagegen können ehemalige Formationen (z.B. immergrüner Nadelwald, sommergrüner Laubwald u.a.) und „floristisch gefäbte Dominanzgesellschaften“ (z.B. Fichtenwald, Buchen-Tannen-Mischwald usw.) paläoökologisch rekonstruiert werden (LANG 1994).

5.2.1. Die Eichenmischwald-Arten (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*)

Da das vorliegende Pollendiagramm erst mit dem Beginn der Eichenmischwald (EMW)-Fichtenzeit einsetzt, können keine Aussagen über Einwanderung und Ausbreitung der Eichenmischwaldarten getroffen werden. In der Zusammensetzung der Gehölzflora, die sich im Diagramm widerspiegelt, herrschten im Atlantikum zunächst thermisch anspruchsvollere Halbschatthölzer vor, die noch einen Unterwuchs aus heliophilen Kräutern (Gräser, Kompositen) ermöglichten.

Bei *Pinus* und *Betula* dürfte es sich im wesentlichen um Arten handeln, die auf dem Moor selbst vorgekommen sind (vgl. 5.1.), wodurch die Zusammensetzung der Wälder außerhalb der Moorstandorte im Pollendiagramm verfälscht erscheinen kann.

Etwas früher als das vorliegende Profil beginnt das Pollendiagramm aus dem Georgenfelder Hochmoor von RUDOLPH & FIRBAS (1924), das kurz vor dem *Corylus*-Maximum einen Lindengipfel (fast 30% *Tilia*-Pollen!), der allerdings von den Autoren für sehr fraglich gehalten wird, aufweist. Ein solch hoher Lindenanteil konnte durch die erneute Untersuchung nicht bestätigt werden.

Insgesamt wurde nur ein durchschnittlicher EMW-Anteil am gesamten Pollenspektrum von 15-20% festgestellt, wobei die EMW-Arten in zunehmendem Maße mit der sich ausbreitenden **Fichte** in Wettbewerb treten.

Als kritischen pollenanalytischen Grenzwert für die Anwesenheit der Fichte im Gebiet gibt LANG (1994) 5% der Totalpollen an. Dieser Wert wird im vorliegenden Pollendiagramm fast durchweg erreicht.

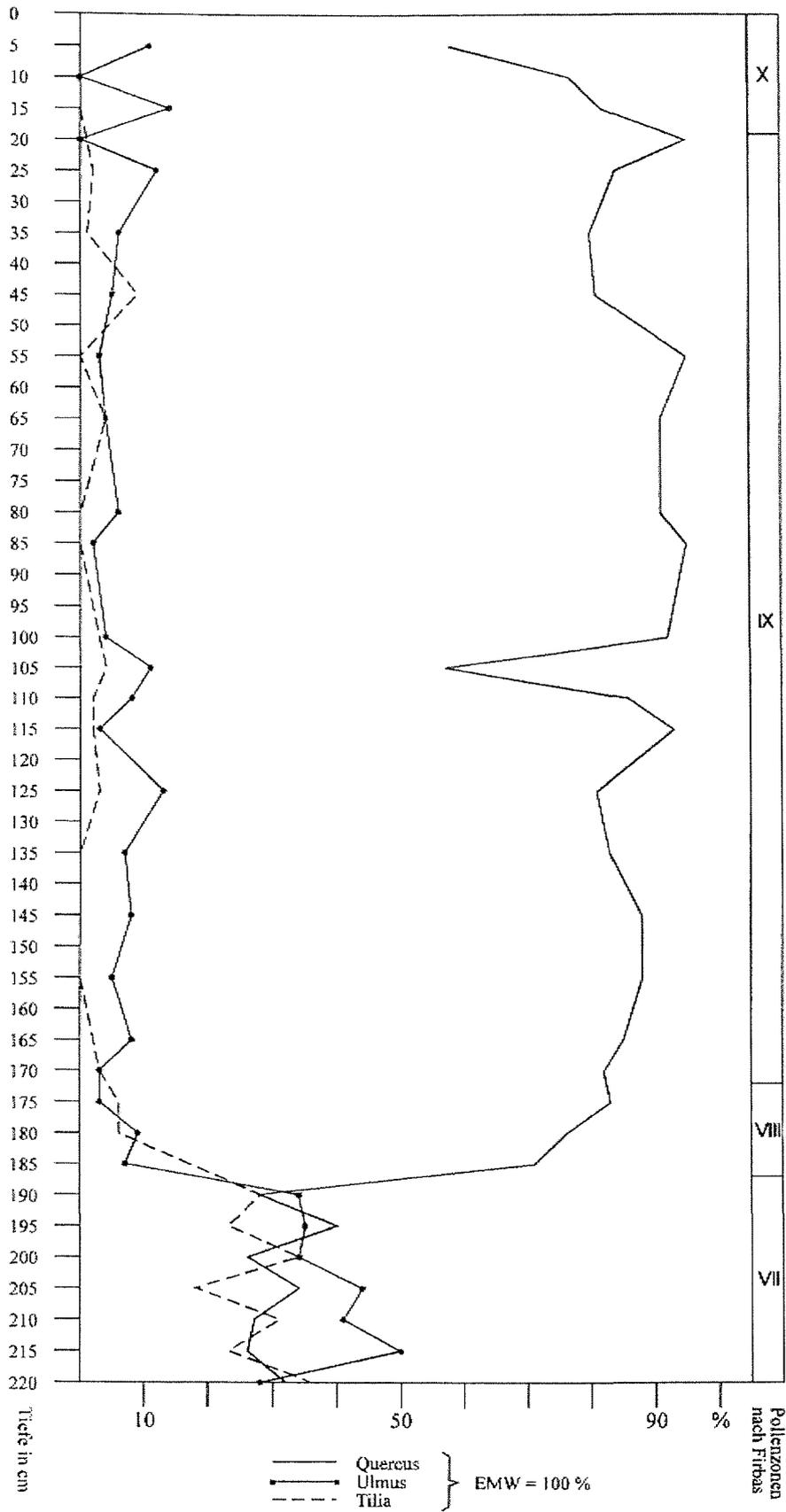
Der Fichtenanteil bleibt jedoch weit hinter dem von RUDOLPH & FIRBAS (1924) ermittelten Anteil zurück. Auch OVERBECK & GRIEZ (1953) konnten solche Differenzen bei Vergleichen ihrer eigenen Befunde mit früheren Pollendiagrammen feststellen. Sie äußerten die Vermutung, daß bei der damaligen Art der Aufbereitung der Proben mit KOH und der infolge der vielen erhalten gebliebenen Gewebereste erschwerten Pollenzählung große, auffällige Pollen wie *Picea* eher erkannt werden als kleinere Typen.

Da die Fichte mit den EMW-Elementen konkurrieren mußte, verlief die Massenfaltung der Fichte im Erzgebirge im Gegensatz zu Nordeuropa allmählich (vgl. LANG 1994).

Zur besseren Veranschaulichung des Verhaltens der Eichenmischwald-Arten wurde ein Spezialdiagramm (Abb. 9) angefertigt.

Abb. 9: Spezialdiagramm zum Verhalten der Eichenmischwald - Arten





Darin sind während der gesamten Pollenzone VII Eiche, Ulme und Linde annähernd gleichstark vertreten, was jedoch nicht unbedingt der anteilmäßigen Artenzusammensetzung der damaligen Eichenmischwälder entsprechen muß. Aufgrund der unterschiedlich starken Pollenproduktion und -dispersion der einzelnen Arten sowie der unterschiedlichen Erhaltungsmöglichkeiten der verschiedenen Pollentypen in Moorsedimenten müssen bei der Interpretation Korrekturfaktoren mit berücksichtigt werden. ANDERSEN (1970) gibt für die anemophilen Eichen und Ulmen Korrekturfaktoren von 0,25 bzw. 0,5 an, was bedeutet, daß diese Arten in Pollendiagrammen über- und die entomophilen Linden mit einem Korrekturfaktor von 2 unterrepräsentiert sind. Das heißt, daß man hier trotz der geringeren *Tilia*-Werte tatsächlich von lindendominierten Wäldern ausgehen kann.

Ähnliche Verhältnisse wie in den Sedimenten aus dem Georgenfelder Hochmoor zeichnen sich in den Pollendiagrammen des südlichen Vorlandes (JANKOVSKA 1988) und in den Diagrammen verschiedener Höhenstufen (RUDOLPH & FIRBAS 1924) ab, so daß man daraus schließen kann, daß die Eichenmischwälder damals bis ins Kammgebiet hinein vorkamen und damit auch keine ausgeprägte Höhenzonierung der Vegetation vorhanden war.

Am Übergang vom Atlantikum zum Subboreal erfolgt der Rückgang von Ulme und Linde, dessen Ursache vor allem in Nord- und Nordwesteuropa kontrovers diskutiert wurde. Es werden als Gründe v.a. anthropogene (BEHRE & KUCAN 1986, TROEL-SMITH 1960) und klimatische (IVERSEN 1944) Einflüsse bzw. edaphische Veränderungen (ZOLLER 1960) erörtert. HEITZ-WENIGER (1976) diskutierte komplexe Ursachen.

Weitgehend synchron mit dem Ulmen- und Lindenknicke verläuft der Eichenmischwald- und der Haselrückgang. Mit dem gleichzeitigen Auftreten der Buchen und Tannen ändert sich das Verhältnis der EMW-Arten immer mehr zugunsten der Eiche, was eine völlige Veränderung des Waldbildes bedeutet. Siedlungszeitige Pollen sind nur sehr schwach vertreten und nicht auf Siedlungstätigkeit in Kammnähe zurückzuführen (vgl. 5.3.). Offenbar ist die Ursache für den Rückgang von Ulme und Linde auch im Erzgebirge nicht monokausal durch die Änderung eines Umweltfaktors allein oder durch anthropogene Einflüsse zu erklären.

In erster Linie dürfte es sich hier um einen einwanderungsgeschichtlich bedingten Rückgang von Ulme und Linde handeln, da die lichtliebenden EMW-Arten den schattenertragenden Jungpflanzen der spät einwandernden Buche und Tanne im Konkurrenzkampf unterlegen sind. Auch zunehmende Nährstoffverarmung durch Auslaugung saurer Böden können als Ursache in Betracht gezogen werden, da Ulme und Linde eher auf stickstoffreicheren Standorten vorkommen (ELLENBERG 1979). Die ökologische Amplitude in Bezug auf Nährstoffverhältnisse ist bei Tannen und Buchen viel größer. Unempfindlicher gegenüber Bodenverarmung sind auch Eichen, welche demzufolge keine rückläufige Tendenz zeigen, Ulme und Linde sich dagegen auf für sie günstige Standorte zurückziehen mußten.

Besonders *Tilia* weist nach dem sogenannten Lindenknicke keinen Kurvenschluß mehr auf. Gegenwärtig ist *Tilia* ein collines Element und vereinzelt höchstens bis in den submontanen Bereich anzutreffen.

In heutigen Beständen erreicht die Linde oft nicht die obere Baumschicht und bleibt in der Strauch- und unteren Baumschicht häufig steril.

Im Gegensatz zu den Befunden aus den westlicher gelegenen Erzgebirgsmooren ist im Prozentdiagramm während der gesamten Pollenzone IX die Eiche stärker vertreten als in der eigentlichen Eichenmischwald-Fichten-Zeit. Auch im Absolut-Diagramm ist kein markanter Rückgang der Eichenwerte erkennbar, so daß die ehemals 200 m höher liegende Eichengrenze (vgl. FIRBAS 1949/1952, HEMPEL 1986) nicht deutlich wird. Möglicherweise fand hier die Eiche noch für sie günstige Stellen.

Vor allem sind diese relativ hohen Werte jedoch auf Fernflug aus dem südlichen Vorland zurückzuführen. In weiten Teilen des nördlichen Erzgebirgsvorlandes und des Vogtlandes rechnen LANGE & HEINRICH (1969) mit dem ursprünglichen Vorkommen von Nadelwäldern bzw. Mischwäldern mit hohem Nadelholzanteil. Im südlichen Erzgebirgsvorlandsbecken kamen dagegen vor allem Eichenwälder und Auenvegetation vor. Selbst im unteren Erzgebirge gab es auf böhmischer Seite Mischwälder mit Eichen.

Die meteorologischen Bedingungen und die geographischen Verhältnisse sind für Pollenfernttransport aus dem südlichen Vorlandsbecken ins Georgenfelder Hochmoor günstig. Zum einen sind häufig Winde aus südlichen Richtungen zu verzeichnen, zum anderen verschmälert sich in Richtung Osten der Südfall, so daß aufgrund der geographischen Nähe der Kammregion zum Vorlandsbecken ein erhöhter Anteil an ferntransportiertem Pollen wahrscheinlich ist.

Eine Schonung bzw. Förderung der Eichen durch den Menschen in der jüngeren Nachwärmezeit, wie dies in vielen anderen Gebieten nachgewiesen werden konnte, geht aus dem Diagramm nicht hervor. Hier zeigen die Eichenwerte mit dem Steilanstieg der Pollenkurven der Synanthropen eine abnehmende Tendenz.

Heute fallen die Eichen mit Beginn des montanen Bergmischwaldes fast gänzlich aus. Besonders Schneebruch im Herbst und Winter, Frühfrostgefahr und die stark verkürzte Vegetationsperiode stehen dem weiteren Aufstieg der Eiche entgegen (RUPP 1970).

5.2.2. *Corylus avellana*

Während der Eichenmischwald-Fichten-Zeit zeigt auch *Corylus* mit etwa 15-30% der Totalpollen die größte Verbreitung im untersuchten Profil. Die ausgesprochen anemophile Hasel weist eine sehr hohe Pollenproduktion auf und ist beim Vorkommen im Kronenbereich in Pollendiagrammen überrepräsentiert. Im Unterwuchs auftretend ist die Hasel annähernd richtig vertreten (LANG 1994).

HUNTLEY & BIRKS (1983) rechnen bei mindestens 2% mit der Anwesenheit der Hasel im näheren Untersuchungsgebiet und ab 25% mit der Vorherrschaft des Gehölzes in der Kronenschicht. Großrestanalytisch konnte die Hasel u.a. im Sebastiansberger und Gottesgaber Moor (RUDOLPH & FIRBAS 1924) in den untersten Torfschichten nachgewiesen werden, was eine Massenverbreitung von *Corylus* bis ins obere Erzgebirge belegt und damit auf ein wärmeres Klima als heute hindeutet. Schon FIRBAS

(1949/52) erkannte, daß die Hasel ehemals 400 m über der heutigen Verbreitungsgrenze vorkam. Heute zeigt die Hasel eine Bindung an warme, frische Standorte und kommt im Erzgebirge mit fast gleichbleibender Häufigkeit als Bestandteil colliner und submontaner Waldgesellschaften vor. Mit Beginn der eumontanen Stufe erreicht sie die oberste Massenverbreitungsgrenze und dringt nur noch sehr vereinzelt in die echte Bergstufe ein. Ihre höchsten Vorkommen zeigt *Corylus* in Ortsnähe. Auch die Standorte um Geising sind aufgrund der Kessellage klimatisch begünstigt (RUPP 1970). Ihr letztes Maximum zeigt die Hasel vor der Massenausbreitung der Buchen und Tannen. Gleichzeitig mit Ulme und Linde geht *Corylus* auf Werte meist unter 5%, teilweise unter 2% zurück. Als Ursache kommen wie beim EMW-Rückgang die veränderten Konkurrenzbedingungen sowie klimatische und edaphische Verschlechterungen in Frage.

Allerdings erscheinen in Anbetracht dessen, daß im Pollenniederschlag des Georgenfelder Hochmoores mit einem erhöhten Fernfluganteil zu rechnen ist, die Werte der sehr zeitig blühenden Hasel in Pollenzone IX und X im Vergleich zu den Kurven von *Quercus* und *Carpinus* (s.u.) sowie zu den *Cerealia*-Kurven in Pollenzone X zu niedrig (mdl. Mitteilung von Prof. Lange).

LANGE & SCHLÜTER (1967) beobachteten auch im Thüringer Wald, daß vor allem die später blühenden Sippen im Gegensatz zur Hasel überrepräsentiert sind. Vorsichtig interpretiert, ergibt sich folgende Erklärungsmöglichkeit: Da die Hasel vor allem in den wärmebegünstigten Gebieten auftritt und ihre Blütezeit bereits im Januar beginnt, während die Kammlagen noch reichlich Schneebedeckung aufweisen, müßte die Hauptmasse der Pollen auf die Schneeoberfläche fallen und mit Beginn der Schneeschmelze talwärts abfließen, so daß kaum ferntransportierter Pollen von *Corylus* in den Torf gelangt. Überprüft werden könnte diese Hypothese, in dem entsprechende Schneeproben ausgewertet werden.

5.2.3. Die Elemente des hercynischen Bergmischwaldes (*Abies*, *Fagus*, *Picea*)

Erst über die Einwanderung und Ausbreitung der zuletzt hinzugekommenen Schatthölzer Buche, Tanne und Hainbuche können Aussagen gemacht werden, wobei für den Einwanderungsbeginn der Arten noch keine Radiocarbonaten vorliegen.

STALLING (1987) gibt für den Bayerischen Wald ein Alter von 6100-6900 B.P. für den Beginn der geschlossenen Buchenkurve (1%) an. Entsprechende Datierungen für Nordostbayern (Bayrisches Vogtland, Fichtelgebirge, Steinwald) und die Rhön liegen zwischen ca. 5500 und 5200 B.P. bzw. um 5000 B.P. (HAHNE 1992). HAHNE legte für Nordostbayern die Grenze Atlantikum/ Subboreal durch Interpolation der 14C-Daten auf chronostratigraphischer Basis (MANGERUD 1974) auf ein Alter von 5000 B.P. fest. Somit beginnen hier *Fagus*-Ausbreitung und Ulmenrückgang vor der Grenze Atlantikum/ Subboreal. In der Rhön dagegen liegen Grenze und Ulmenabfall unterhalb der Buchenausbreitung. Als Grenze zur Pollenzone VIII läßt sich im Erzgebirge der Ulmenrückgang, der Beginn der Massenausbreitung der Buche und der *Abies*-Anstieg auf 1% festlegen (vgl. auch FIRBAS 1952). Ein kalibriertes 14C-Datum (3360-3100 B.C., mdl. Mitteilung von Prof. Lange, unpubl.; entspricht ca. 4500 B.P.)

zum Übergang Atlantikum/ Subboreal liegt von einer Torfstichwand aus der Reitzenhainer Heide vor. Die rationelle Buchengrenze liegt hier ebenfalls unterhalb der Grenze Atlantikum/Subboreal, so daß die Verzögerung der Ausbreitung von *Fagus* in der Rhön gegenüber Nordostbayern und dem Erzgebirge und hier wiederum gegenüber dem Bayerischen Wald zum Ausdruck kommt. Hierin zeigt sich auch die Ausbreitungstendenz der Buche aus Südosten.

LANG (1994) gibt als Zeitraum zwischen Einwanderung und Massenausbreitung der Buche 500-2500 Jahre an. Da das Profil gerade in diesem Zeitraum stark gestaucht ist, erscheint der Kurvenanstieg hier viel steiler, wodurch eine außerordentlich rasche Massenausbreitung der Buche im Untersuchungsgebiet vorgetäuscht wird.

Mit zeitlicher Verzögerung folgt auf die Einwanderung von *Fagus* die von *Abies*. Im Laufe des Subboreal lösen beide Arten die Elemente des Eichenmischwaldes ab. Die von JANKOVSKA (1988) für Nordböhmen herausgefundene wesentliche zeitliche Verschiebung zwischen der Ausbreitung der Buche und der Tanne tritt hier nicht in Erscheinung.

Abies- und *Fagus*pollen sind in Pollendiagrammen annähernd richtig repräsentiert (LANG 1994). Zusammen mit der Fichte, die in Pollendiagrammen leicht überrepräsentiert erscheint (LANG 1994), verkörpern Buche und Tanne den für die Montanstufe des Erzgebirges typischen hercynischen Bergmischwald.

Bis etwa 100 cm Profiltiefe dominiert die Buche insgesamt nur wenig über Fichte und Tanne. Nach einem steilen Abfall der *Abies*-Kurve, von etwa 30% auf 10%, wofür keine Ursachen angegeben werden können, gelangt *Fagus* zur völligen Vorherrschaft. Besonders in der 2. Hälfte der Pollenzone IX zeigen die *Picea*-Werte eine fallende Tendenz und erreichen am Übergang zur Siedlungszeit ein Minimum von 2%. Möglicherweise spielte die Fichte bis dahin innerhalb der Wälder in der Umgebung des Moores kaum eine Rolle und trat hauptsächlich auf Moorstandorten in Erscheinung. Erst in Pollenzone X steigen ihre Werte wieder an.

Aus dem Absolut-Diagramm geht dieses Verhalten allerdings kaum hervor. Das bedeutet, daß mit Beginn der Siedlungszeit die Fichtenwerte gegenüber den anderen Baumarten nur relativ zunehmen, da die Fichte nunmehr als einziger starker Pollenproduzent in Erscheinung tritt, während *Fagus* und *Abies* fast vollkommen aus den Wäldern des Kammgebietes verschwinden. Da das Diagramm in Pollenzone X wiederum gestaucht ist, kann dieser Abschnitt anhand der Baumpollenkurven nicht weiter untergliedert werden.

Wie bereits erwähnt, bereitet v.a. die Interpretation des Steilabfalls der *Abies*-Kurve, der noch vor der Massenausbreitung der Siedlungszeiger erfolgt, Probleme. Dem Radiocarbondatum zur Folge beginnt der Rückgang der Tanne bereits im 7./8. Jahrhundert. Einerseits kann aufgrund der Befunde der siedlungsgeschichtlichen Forschung ein so zeitiger Beginn der Rodungstätigkeit im oberen Osterzgebirge ausgeschlossen werden, so daß möglicherweise das Radiocarbondatum nicht korrekt ist.

Andererseits spricht der sekundäre Ulmenanstieg mit einem kleinen Gipfel bei etwa 25 cm, der aus dem Prozent- und Absolutdiagramm hervorgeht, für die Richtigkeit der Datierung. Für Norddeutschland erwähnen OVERBECK & GRIEZ (1953) solch einen *Ulmus*-Anstieg, der etwas früher einsetzt, als

anthropogen bedingte Veränderungen im Waldbild erkennbar werden. Daneben deutet sich dies offenbar auch in Mittelgebirgsdiagrammen an (SCHMITZ 1929, JAESCHKE 1935, BROIHAN 1937, FIRBAS 1949 in OVERBECK & GRIEZ 1953). Es handelt sich hierbei nur um geringe Frequenzänderungen von relativ kurzer Dauer. OVERBECK & GRIEZ (1953) halten es für möglich, daß dieser Befund mit der mittelalterlichen Wärmeperiode zusammenhängt, wobei die höheren *Ulmus*-Werte nicht bis zur Klimaverschlechterung im 15. Jahrhundert anhalten.

RUDOLPH & FIRBAS (1924) erwähnen Anzeichen, daß zuerst die Buche und dann die Tanne zurückging, da bevorzugt *Fagus* für den massenhaften Holzkohlebedarf im Bergbau herausgeschlagen wurde. Die Tanne diente dagegen als Bau- und Brennholz (mdl. Mitteilung von Prof. Hempel). Auch im Diagramm von JANKOVSKA (1988) fallen die Buchewerte vor denen der Tanne ab.

Daraus läßt sich schließen, daß hier ein so frühzeitiger anthropogen bedingter Tannenrückgang sehr unwahrscheinlich ist und damit als Ursache eher ein natürliches Tannensterben in Frage kommt.

Da *Abies*, wie auch *Fagus*, sehr empfindlich gegen Freiland in windexponierter Lage, strenge Winter und Spätfröste ist und klimatisch das Tannenvorkommen in den Gebirgen nach oben durch Mangel an Sommerwärme begrenzt ist (HEGI 1981), könnte einer der kurzen aber intensiven Vorläufer der „kleinen Eiszeit“ mit extrem kühlen Sommern und harten Wintern dieses Phänomen verursacht haben, da im thermisch stark belasteten Gebiet um Zinnwald-Georgenfeld die Bäume besonders der Gefahr der Frostrocknis ausgesetzt sind.

Allerdings geht aus dem Absolut-Diagramm (Abb.: 7) hervor, daß gleichzeitig mit Tannenfall ein Rückgang der Buchenpolleneintrages zu verzeichnen ist, was dafür spricht, daß sich auch die Buchenbestände etwas lichteten.

Das Diagramm von RUDOLPH & FIRBAS (1924) bietet dazu kaum Vergleichsmöglichkeiten, da die zeitliche Einordnung dieses Diagramms schwer nachvollziehbar ist und sicherlich nicht bis in diese Zeit hinein reicht. Weitere radiocarbon datierte Diagramme müßten auch hier belegen, ob es sich tatsächlich um einen vorzeitigen Tannenrückgang oder ein zufälliges Ergebnis handelt.

5.2.4. *Carpinus betulus*

Die Hainbuche, die meist zusammen mit *Quercus* in den Wäldern der collinen Höhenstufe auftritt, wanderte zuletzt ein. Zwar treten in Pollenzone VII einzelne Pollenkörner auf, diese sind aber mit Sicherheit auf Ferntransport zurückzuführen. Erst ab Ende der Pollenzone VII beginnt die Ausbreitung auf Werte um 4%. Die Pollenproduktion der Hainbuche übertrifft die von *Fagus*, ist jedoch geringer als die der Kiefer, Birke oder Hasel. Die Erhaltung ihrer Pollenkörner in Torfen ist eingeschränkt (LANG 1994).

Die im Gegensatz zur Buche und Tanne niedrigen Werte und der relativ gleichmäßige Kurvenverlauf weisen zumindest auf ein schwerpunktmäßiges Vorkommen in tieferen Lagen hin. Nach LANG (1994) gilt zwar schon 1% *Carpinus*-Pollen als Zeichen lokaler Anwesenheit. Es muß hier jedoch wieder der Fernflugeffekt im Untersuchungsgebiet berücksichtigt werden.

5.3. Ergebnisse zur Siedlungsgeschichte

Zur Deutung von Pollendiagrammen in Bezug auf Siedlungsgeschichte und anthropogene Einflüsse in die natürliche Vegetation werden sogenannte Siedlungszeiger herangezogen. Das sind zum einen vom Menschen angebaute Arten (primäre anthropogene Indikatoren), zum anderen Arten, welche durch den Menschen unabsichtlich gefördert werden (sekundäre anthropogene Indikatoren).

Da die meisten pollenanalytischen Kulturzeiger nur eine sehr geringe Pollenproduktion und eine eingeschränkte Pollentransportfähigkeit besitzen (LANG 1994) werden schon ab etwa 1000 m Entfernung von der Siedlungszelle die Siedlungsphasen im Pollendiagramm unscharf und verwischen in größerem Abstand fast ganz (BEHRE & KUCAN 1986).

Das Georgenfelder Hochmoor befindet sich fernab der großen Altsiedelgebiete der Dresdner Elbtalwanne und Nordböhmens, so daß bis zum Beginn der mittelalterlichen Rodungen, welche in der Nähe des Untersuchungsgebietes nicht vor dem 14./15. Jahrhundert einsetzen, nur schwache Signale der Siedlungszeiger zu verzeichnen sind. Gemäß den Befunden der siedlungsgeschichtlichen Forschung zeichnet sich auch keine rodungsbedingte zeitweise Zurückdrängung des Waldes in der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes vor diesem Zeitpunkt ab.

Ein Teil unserer heutigen Unkräuter, die in Pollendiagrammen als anthropogene Indikatoren erfaßt werden können, gehört zu den Apophyten. Ursprünglich entstammen diese meist Gesellschaften stickstoffreicher Standorte (z.B. der Ufervegetation) und bevorzugen heute anthropogen beeinflusste Standorte. Sind die Pollenfunde solcher Pflanzen nur sporadisch, wie dies vor dem Einsetzen der Siedlungstätigkeit im Diagramm meist der Fall ist, werden eher natürliche Vorkommen signalisiert. Treten diese gehäuft und in Verbindung mit primären Siedlungszeigern auf, spricht dies für eine Förderung durch den Menschen.

Die Summe der Nichtbaumpollen setzt sich in Pollenzone VII hauptsächlich aus Arten der lokalen Pollenflora zusammen (Poaceen, Cyperaceen, Ericaceen). Als einziger Siedlungszeiger, dessen Kurve schon im Atlantikum einsetzt und bis zum Mittelalter geschlossen ist, tritt *Artemisia* in Erscheinung. Da *Artemisia* zu den Apophyten gerechnet wird, kann zunächst ein natürliches Vorkommen (z.B. im Bereich von Wildlagerstätten) angenommen werden.

Etwa zur Zeit des Ulmenfalls, d.h. ungefähr mit Beginn der Bronzezeit, kommen die Kurven von *Plantago lanceolata* und der *Chenopodiaceen* hinzu.

Plantago lanceolata tritt vor allem in Feuchtwäldern und auf Brachflächen auf und gilt zumindest teilweise als Adventivpflanze (BEHRE 1981, LANG 1994). Die Pollenkörner können über größere Distanzen verweht werden und zeigen somit auch in weiter entfernten Gebieten die Anwesenheit des Menschen an. Mit einem Ferntransport aus den sächsischen Siedlungsgebieten ist aufgrund der größeren

Entfernung kaum zu rechnen. Dagegen ist ein Transport aus dem südlichen Vorland wahrscheinlich (vgl. 5.2.).

An der Grenze Atlantikum/Subboreal konnte JANKOVSKA (1988) als erstes Anzeichen für Ackerbau im südlichen Erzgebirgsvorlandsbecken ein *Cerealia*-Pollenkorn nachweisen. Darüber hinaus zeigen im Subboreal *Plantago lanceolata*, *Plantago major/media*, *Rumex*, *Artemisia* und *Polygonum aviculare* den anthropogenen Einfluß in diesem sehr zeitig besiedelten Raum an.

Erst mit Beginn der Eisenzeit treten im Diagramm aus dem Georgenfelder Moor Pollenkörner von *Cerealien* in Erscheinung. Diese bilden noch keine geschlossene Kurve und sind ebenfalls auf Ferntransport zurückzuführen. Da es sich hierbei um Pollentypen autogamer Getreidearten handelt, die nur eine eingeschränkte Dispersion aufweisen, müssen die Lücken in der Getreidekurve nicht zwangsläufig auf fehlenden Ackerbau hindeuten (BEHRE 1981, LANG 1994). Als sekundäre Siedlungszeiger treten während dieser Zeit vor allem Chenopodiaceen, *Artemisia* und *Plantago lanceolata* hinzu.

Ein ähnliches Bild zeigen auch die Kurven der Siedlungszeiger in den Abschnitten, die gemäß den Radiocarbonaten der Römischen Kaiserzeit und der Völkerwanderungszeit zugerechnet werden können, wobei hier deren Anteil sehr gering ist. Das wird durch die sehr geringe Nichtbaumpollensumme unterstrichen.

In der Zeit zwischen 470 und 500 A.D. beginnen im Gebiet des Kommerner Sees die *Cerealia*-Werte allmählich anzusteigen und eine geschlossene Kurve zu bilden. Gleichzeitig setzt hier der Abfall der Baumpollenkurven als Anzeichen verstärkter Rodungstätigkeit ein (JANKOVSKA 1988).

Etwas später, etwa zur Zeit des merkwürdigen Tannenrückganges treten im Diagramm aus dem Georgenfelder Moor die ersten Pollenkörner von *Secale cereale* auf. Die Kurve der Nichtbaumpollen beginnt hier schon etwas abzusinken, was jedoch statistisch durch den rapiden *Abies*-Abfall bedingt ist. Die übrigen Siedlungszeigerpollen lassen zwar eine leicht steigende Tendenz erkennen, wodurch aber noch nicht der Beginn der mittelalterlichen Rodungen signalisiert, was auch mit den Ergebnissen der siedlungsgeschichtlichen Forschung übereinstimmt. Dieses Verhalten ist eher als ein Signal des schon vor der Besiedlung des Kammgebietes einsetzenden verstärkten anthropogenen Einflusses in niedrigeren Höhenlagen und in den Vorländern aufzufassen.

Kurze Zeit danach ist im Diagramm durch den rapiden Rückgang sämtlicher Baumpollenkurven bis auf die von *Pinus* und *Picea*, sowie einen starken Anstieg der meisten Siedlungszeigerwerte, die Besiedlung des Kammgebietes und der damit verbundene Rodungsbeginn eindeutig nachweisbar.

Zur genaueren zeitlichen Erfassung dieses Zeitraumes konnten keine Radiocarbonaten ermittelt werden, weil die Gefahr der Verfälschung der Proben durch rezentes Material besteht. Da die Rodungstätigkeit im engeren Untersuchungsgebiet erst frühestens im 14. Jahrhundert beginnen soll (vgl. 2.5.), liegt möglicherweise ein Hiatus zwischen *Abies*- und *Fagus*-Rückgang vor.

Deutlich geht aus dem Diagramm der Beginn des verstärkten Roggenanbaus im Mittelalter hervor. Als wichtiges Unkraut in Winterroggenfeldern gilt *Centaurea cyanus*. BEHRE & KUCAN (1986) wiesen darauf hin, daß die schweren Pollenkörner der Kornblume nur wenig über den Ackerrand hinaus gelangen können. Damit zeigt der Pollenfund von *Centaurea cyanus* die landwirtschaftliche Nutzung im engeren Untersuchungsgebiet an.

Ausdruck der Entstehung und Zunahme offener Flächen und Indikator für Weideland sind die zunehmenden Werte von *Plantago lanceolata* und der Poaceen.

Die Gattung *Rumex*, die in Pollenzone X ebenfalls mit einer steigenden Kurve vertreten ist, beinhaltet sowohl Indikatoren für Ackerbau, Weideland, Ruderalstellen als auch Brachland (BEHRE 1981).

Viele der Siedlungszeigerarten weisen eine breite ökologische Amplitude auf und können deshalb in verschiedenen Unkrautgesellschaften vorkommen. Daneben ist eine Unterscheidung der Siedlungszeiger auf Artniveau anhand pollenmorphologischer Merkmale oft nicht möglich, so daß die Pollen zwar nützliche Indikatoren menschlicher Aktivität darstellen, jedoch keine genauen Rückschlüsse auf die Art der Wirtschaftsformen zulassen.

Ein sicherer Nachweis sich ändernder Siedlungsaktivitäten kann nur mit Hilfe mehrerer, relativ eng platzierter Pollendiagramme und mit sehr dichtem Probenabstand erbracht werden. Da dieser Abschnitt nur sehr geringmächtig entwickelt ist und deshalb nicht weiter untergliedert werden kann, ist eine Interpretation feinerer Details kaum möglich. So kann das Pollendiagramm nur generelle Besiedlungstendenzen der Region wiedergeben.

5.4. Vergleich mit Befunden der Geochemie

Für die Rekonstruktion des historischen Verlaufs der Immissionsbelastung im Kammgebiet des Osterzgebirges wurden von Dr. Elke Bozau geochemische Analysen zweier Torfprofile aus dem Georgenfelder Hochmoor durchgeführt.

Zur Erfassung des Schadstoffeintrages dienten Messungen der pH- und Eh-Werte sowie der Wasser-, Asche- und Elementgehalte des Torfkernes. Um einen eventuellen Spurenelementtransport von unten festzustellen, wodurch Aussagen über eine Abhängigkeit des Moores vom mineralogischen Untergrund möglich sind, wurden auch die Spurenelemente im Quarzporphyr ermittelt. Weiterhin wurden anhand rezenter *Sphagnen* umweltrelevante Metalle bestimmt (vgl. BOZAU 1995).

Die geochemischen Untersuchungen ergaben, daß der Blei-, Cadmium-, Zink- und Kobaltgehalt der erzgebirgischen *Sphagnen* gegenüber den Torfmoosen aus sogenannten Reinluftgebieten erhöht ist.

Untersuchungen der Elementgehalte des Moorwassers, welche mit Regenwasseranalysen verglichen wurden, lassen Konzentrierungseffekte im Moorwasser erkennen.

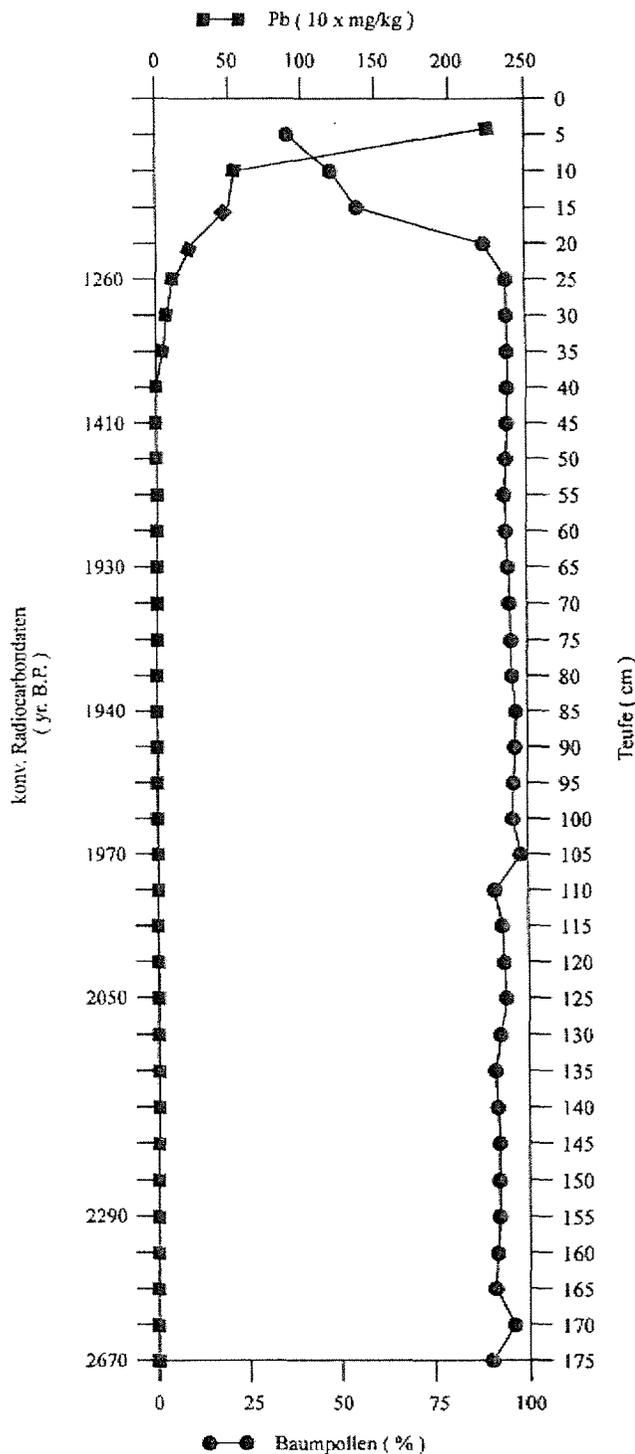


Abb.10: Korrelation der Baumpollensumme (%) mit der Bleikonzentration (10 x mg/kg)

In den obersten 30 cm des Torfprofils, in denen sich die seit dem Mittelalter zunehmend anthropogen veränderte Vegetation widerspiegelt, ist eine erhebliche Anreicherung aller untersuchten Elemente zu verzeichnen. Besonders gut ist dies am Kurvenverlauf der Bleiwerte zu erkennen.

Aus Abb. 10 geht eindrucksvoll hervor, daß der abnehmende Baumpollengehalt als Ausdruck menschlicher Siedlungstätigkeit im Gebiet mit der zunehmenden Bleikonzentration im Sediment korreliert, wobei der maximale Bleigehalt in den obersten 5 cm nachweisbar ist. Hier wird ein Anreicherungsfaktor von etwa 70 erreicht.

Als Ursache der erhöhten Metallkonzentration gibt BOZAU (1995) den Anstieg der Stoffeinträge als Folge des Bergbaus und von Rodungen (höherer Anteil am terrestrischen Stäuben) an.

Unter der Voraussetzung, daß während der Weißtorfzeit die Stoffeinträge ausschließlich über die Luft erfolgten und Wachstum und Kompaktion des Torfes

zwischen den Zeitmarken konstant sind, wurden die Depositionsraten für das Georgenfelder Hochmoor ermittelt. Daraus ging hervor, daß sich das Torfwachstum während der obersten 25 cm verlangsamte, während sich der Aschegehalt um das 10-fache erhöhte.

Der Abschnitt von etwa 30 cm bis zum Grenzhorizont, der durch ein relativ rasches und gleichmäßiges Torfwachstum und den höchsten Grad der Bewaldung gekennzeichnet ist, weist durchweg eine sehr niedrige Elementkonzentration auf.

Die Untersuchung des darunter liegenden Schwarztorfes ergab, daß dieser Abschnitt geogen beeinflusst und damit der Stoffeintrag nicht ausschließlich atmosphärischen Ursprungs ist. Tendenziell nimmt der Einfluß des Gesteins von unten nach oben ab.

Anhand eines zweiten Profiles, welches aufgrund seiner Lage am Moorrand weiter in die Gegenwart reicht (vgl. 14C-Daten, BOZAU 1995), konnte in den obersten 5 cm eine rückläufige Tendenz im Bleieintrag festgestellt werden, was möglicherweise auf einen regionalen Rückgang des emittierten Bleis zurückzuführen ist (BOZAU 1995). Da dieser Abschnitt pollenanalytisch nicht weiter aufgelöst werden konnte, sind keine eindeutigen Aussagen über die Ursachen möglich.

Diese geochemischen Befunde ergänzen und bestätigen die pollen- und großrestanalytisch ermittelten und in Kapitel 5.1. bis 5.3. diskutierten Ergebnisse.

Aus den Befunden geht eindeutig hervor, daß gleichzeitig mit Beginn der massiven Eingriffe des Menschen in seine natürliche Umwelt die Schadstoffbelastung zunahm, so daß sich die Umweltverschmutzung nicht erst als ein Problem der jüngsten Vergangenheit erweist.

6. ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen eines DFG-Projektes zur Ermittlung der natürlich und anthropogen bedingten Schadstoffdispersion um Erzlagerstätten und Bergbaustandorte im Osterzgebirge wurde ein Bohrkern aus dem Georgenfelder Hochmoor zur Charakterisierung der Vegetationsentwicklung pollen- und großrestanalytisch sowie stratigraphisch untersucht. Dadurch sollte eine historische Interpretation der Stoffeinträge in die Moorsedimente ermöglicht werden.

Das Torfprofil setzt im jüngeren Teil der mittleren Wärmezeit (Pollenzone VII nach FIRBAS) ein, was einem Radiocarbonalter von etwa 6000 B.P. entspricht.

Die untersten 20 cm des Profils verkörpern ein schwach minerotrophes Übergangstadium der Entwicklung zum Hochmoor, wofür mit *Sphagnum magellanicum* und *Eriophorum vaginatum* bereits echte Hochmoorarten nachgewiesen werden konnten.

Rein ombrogenes Moorwachstum beginnt mit dem darüber abgelagerten, 25 cm mächtigen älteren Moostorf, der sich in einen weniger und einen stärker zersetzten Abschnitt unterteilt. Während der Ablagerung dieses Schwarztorfes muß im Subboreal mit einer längeren Stagnation im Moorwachstum gerechnet werden.

Die Oberkante des Schwarztorfes, die als deutliche Rekurrenzfläche ausgebildet ist, befindet sich am Schnittpunkt der Tannen- und Fichtenkurve, was einem Alter von etwa 3000 B.P. entspricht. Die geochemischen Untersuchungen ergaben einen nach oben hin abnehmenden geogenen Einfluß bis in diesen Bereich.

Großrestanalytisch konnte nachgewiesen werden, daß Schwarz- und Weißtorf, obwohl diese unterschiedliche Moortypen repräsentieren, hauptsächlich von den gleichen Pflanzenarten (*Sphagnum magellanicum*, *Sphagnum Sect. Cuspidata*, *Eriophorum vaginatum*) aufgebaut sind.

Es ergaben sich im Gegensatz zu älteren Untersuchungen im Osterzgebirge auch innerhalb des 1,80 m mächtigen Weißtorfes Diskordanzen des Zersetzungsgrades als Ausdruck unterschiedlicher lokalhydrologischer Bedingungen. Abschnitte stärker humifizierten Torfs sind Zeugen xerokliner Phasen. Teilweise war jahrhundertlang die gleiche Torfzusammensetzung zu verzeichnen, so daß über große Zeiträume relativ konstante Standortbedingungen angenommen werden müssen. Während der älteren Nachwärmezeit kommt es zu den höchsten Torfzuwachsrate, so daß das Klima sehr günstig für ein Hochmoorwachstum gewesen sein mußte.

In Abb. 5 wurde zu den ermittelten Großresten zusätzlich die Kurve des Gehaltes an *Pinus*-Pollen eingetragen, was eine Korrelation der stärker zersetzten Horizonte mit Gipfeln der Kiefernkurve erkennen läßt.

Im Atlantikum herrschten im oberen Osterzgebirge wärmeliebende, lindenreiche Eichenmischwälder vor, wobei die EMW-Elemente zunehmend in Konkurrenz mit *Picea* traten. Auch Massenvorkommen der Hasel bis in die Kammlagen sind in dieser Zeit zu verzeichnen. Birke und Kiefer kamen wahrscheinlich seit dieser Zeit auf den Moorstandorten selbst vor. *Betula* konnte im Bohrprofil großrestanalytisch an der Profilbasis nachgewiesen werden.

An der Grenze Atlantikum-Subboreal kam es zum Rückgang von Ulme und Linde, während sich zunächst Buche, etwas später auch Tanne und Hainbuche ausbreiteten. Die sich während des Subboreals vollziehenden Veränderungen im Vegetationsbild sind im Erzgebirge im wesentlichen einwanderungsgeschichtlich bedingt und nicht auf anthropogene Ursachen zurückzuführen.

Während des Subatlantikums (Pollenzone IX) ist das Waldbild vor allem durch die Elemente des hercynischen Bergmischwaldes (Buche, Tanne, Fichte) gekennzeichnet. Für diesen Abschnitt liegt eine Reihe Radiocarbonaten zur genaueren zeitlichen Einordnung vor. Etwa ab der 2. Hälfte der Pollenzone IX dominierte vor allem die Buche, während die Fichte eher eine untergeordnete Rolle spielte. Noch vor Beginn der mittelalterlichen Rodungsperiode fallen die Tannewerte zweimal sehr stark ab, was möglicherweise die Folge natürlicher Tannensterben ist.

Allgemein muß aufgrund der geographischen Lage und der speziellen meteorologischen Bedingungen des Untersuchungsgebietes mit einem relativ hohen Fernfluganteil im Pollenspektrum gerechnet werden, so daß teilweise die Vegetation in den Vorländern (insbesondere der Südabdachung) mit erfaßt wurde.

Da sich das Georgenfelder Hochmoor außerhalb der Altsiedelgebiete befindet, entspricht die sich im Pollendiagramm wiederpiegelnde Vegetation bis zum Beginn der großen Rodungen im wesentlichen der natürlichen Vegetation des Gebietes. Die schwachen Signale anthropochorer Pflanzen sind auf Ferntransport oder natürliche Vorkommen zurückzuführen.

Der Beginn der Besiedlung der Kammlagen ließ sich vegetationsgeschichtlich eindeutig nachzuweisen. Seit dieser Zeit ist die Pflanzenwelt auch hier stark anthropogen überprägt. Das ist vor allem am Steilabfall der Baumpollenkurven (außer Fichte und Kiefer) und die starke Zunahme der Siedlungszeiger erkennbar. Ein wichtiges Merkmal des mittelalterlichen Feldbaues ist der gesteigerte Anbau von *Secale cereale*.

Die geochemischen Untersuchungen zur Rekonstruktion des historischen Verlaufes der Immisionsbelastungen zeigten sehr deutlich, daß in den obersten 30 cm des Profils sofort mit dem Einsetzen der Besiedlung, verbunden mit Bergbau und massiven Rodungen, ein erhöhter Schwermetallgehalt im Torfprofil zu verzeichnen ist.

7. LITERATUR

ANDERSEN, S.T. (1970): The relative pollen productivity and representation of North European trees, and correction for tree pollen spectra. - Danm. Geol. Unders. II, 96, S. 1-99.

BEHRE, K.E. (1981): The Interpretation of Anthropogenic Indicators in Pollen Diagrams. - Pollen et Spores 23, S. 225-245.

BEHRE, K.E. & KUCAN, D. (1986): Die Reflektion archäologisch bekannter Siedlungen in Pollendigrammen verschiedener Entfernung - Beispiele aus der Siedlungskammer Flögel, Nordwestdeutschland. - IN: Behre, K.E. (ed.): Anthropogenic Indicators in Pollen Diagrams. Rotterdam, S. 95-114.

BERGLUND, B.E. (1986): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. Chichester.

BERNHARDT, A. (1976): Das Osterzgebirge. - Sächsische Heimatblätter H. 3, S. 130-144.

BERNHARDT, A. (1986): Die naturräumliche Gliederung des Erzgebirges.- Sächsische Heimatblätter, Hefte 4 u. 5.

BERNSTEIN, K.H. et al. (1972): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt und Leipzig (1:400 000). Freiberg.

BLECHSCHMIDT, M & WALTHER, K. (1991): Erzgebirgslexikon. Chemnitz.

BIRKS, H.J.B. & BIRKS, H.H. (1980): Quaternary Palaeoecology. London.

BORSODORF, W. (1959): Vegetationskundliche Untersuchungen im Wilischgebiet bei Dresden. - Wiss. Zeitschr. d. TH Dresden 8, S. 9-29.

BOZAU, E. (1995): Zum atmosphärischen Stoffeintrag in das Osterzgebirge. Clausthal-Zellerfeld.

BURGEFF, H. (1961): Mikrobiologie des Hochmoores, mit besonderer Berücksichtigung der Ericaceen-Pilzsymbiose. Stuttgart.

CHRISTL, A. (1989): Höhengrenzen der urgeschichtlichen Besiedlung im Erzgebirge und dessen Umland, dargestellt an einem Ausschnitt.- Arch. rozhledy 41, Prag, S. 386-405.

CHRISTL, A & SIMON, K. (1995): Nutzung und Besiedlung des sächsischen Erzgebirges und des Vogtlandes bis zur deutschen Ostkolonisation. - *Germania* (im Druck).

COBLENZ, W. (1989): Ur- und Frühgeschichte bis um 600 u. Z. - IN: Czok, K. (Hrsg.): *Geschichte Sachsens*. Weimar.

CREDNER, H. (1908): Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen. Section Altenberg - Zinnwald, Blatt 119. Leipzig.

ELLENBERG, H. (1979): Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa. - *Scripta Geobotanica* 9, 122 S.

FAEGRI, K. & IVERSEN, J. (1989): *Textbook of Pollen Analysis*. Chichester, New York.

FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Erster Band: Allgemeine Waldgeschichte. Jena.

FIRBAS, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Zweiter Band: Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. Jena.

FRAHM, J.-P. & FREY, W. (1987): *Moosflora* (UTB 1250). München, Basel.

GÖTTLICH, K. (1990): *Moor- und Torfkunde*. Stuttgart.

GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1972): Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe. I: Gewebereste krautiger Pflanzen und ihre Merkmale. - *Telma* Bd. 2, S.19-55.

GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1974): Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe. II: Weitere Reste (Früchte und Samen, Moose u.a.) und ihre Bestimmungsmöglichkeiten. - *Telma* Bd. 4, S. 51-75.

GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1979): Sukzessionen bei einigen torfbildenden Pflanzengesellschaften (nach Ergebnissen von Großrestuntersuchungen an Torfen). - IN: TÜXEN, R. & SOMMER, W. H. (Hrsg.): *Gesellschaftsentwicklung (Syndynamik)*. Vaduz, S. 111-132 .

HAHNE, J. (1991): Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im nördlichen Bayern (Rhön, Grabfeld, Lange Berge). - *Flora* 185, S. 17-32.

- HAHNE, J. (1992): Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im nordöstlichen Bayern (Bayerisches Vogtland, Fichtelgebirge, Steinwald). - Flora 187, S. 169-200.
- HAMMERMÜLLER, M. (1964): Um Altenberg, Geising und Lauenstein.- Werte der deutschen Heimat Bd. 7, Berlin.
- HEGI, G. (1981): Illustrierte Flora von Mitteleuropa. Bd. I, Teil 2. München, Berlin.
- HEITZ-WENIGER, A. (1976): Zum Problem des mittelholozänen Ulmenabfalls im Gebiet des Zürich-Sees (Schweiz). - Bauhinia 5/4, S. 215-229.
- HEMPEL, W. (1974): Die gegenwärtige Struktur und Vegetation der geschützten Hochmoore des Erzgebirges (Teil I). - Veröff. Mus. Naturk. Karl-Marx-Stadt 8, S. 9-36.
- HEMPEL, W. (1978): Die gegenwärtige Struktur und Vegetation der geschützten Hochmoore des Erzgebirges (Teil II). - Veröff. Mus. Naturk. Karl-Marx-Stadt 9, S. 3-29.
- HEMPEL, W. (1983): Ursprüngliche und potentielle natürliche Vegetation in Sachsen - eine Analyse der Entwicklung von Landschaft und Waldvegetation. - Diss. TU Dresden.
- HEMPEL, W., JÄGER, H. & SCHIEMENZ, H. (1971): Handbuch der Naturschutzgebiete der DDR. - Bd.5. Die Naturschutzgebiete der Bezirke Leipzig, Karl-Marx-Stadt, Dresden. Leipzig, Jena, Berlin.
- HEMPEL, W. u. SCHIEMENZ, H.(1986): Handbuch der Naturschutzgebiete der DDR. - Bd.5. Die Naturschutzgebiete der Bezirke Leipzig, Karl-Marx-Stadt, Dresden. Leipzig, Jena, Berlin.
- IVERSEN, J. (1944): *Viscum, Hedera and Ilex* as Climate Indicators. - Geol. Fören. Förhandl., Stockholm 66, S. 463-483.
- JACOB, H. (1971): Pollenanalysen aus dem Gebiet des ehemaligen Göttwitzer Sees bei Mutschen, Kreis Grimma. - Arb.- u. Forsch.-ber. sächs. Bodendenkmalpflege 19, S. 159-175.
- JACOB, H. (1982): Die ur- und frühgeschichtliche Besiedlung zwischen Dresdner Elbtalweitung und oberem Osterzgebirge.- Arbeits- u. Forschungsber. Z. sächs. Bodendenkmalpflege 24/ 25, S. 25-137.
- JANKOVSKA, V. (1988): Palynologische Erforschung archäologischer Proben aus dem Komoranske jezero-See bei Most (NW-Böhmen). - Folia Geobot. Phytotax. 23, S. 45-77.

- KÄSTNER, M & FLÖSSNER, W. (1933): Die Pflanzengesellschaften der erzgebirgischen Moore. - Veröff. Landesver. Sächs. Heimatschutz 2, S. 1-208.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. Jena.
- LANGE, E. & HEINRICH, W (1969): Ein Beitrag zur Kenntnis der Waldgeschichte des Thüringisch-Sächsischen Vogtlandes. - Fedd. Repert. Bd. 80, S. 53-86.
- LANGE, E. & SCHLÜTER, H. (1972): Zur Entwicklung eines montanen Quellmoores im Thüringer Wald und des Vegetationsmosaiks seiner Umgebung. - Flora 161, S. 562-585.
- LITT, T. (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland. - Diss. Botanicae Bd. 227. Berlin, Stuttgart.
- MANGERUD, J. (1982): The Chronostratigraphical Subdivision of the Holocene in Norden; a Review. - Striae 16, S. 65-70.
- MANGERUD, J.; ANDERSEN, S. T.; BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - Boreas 3, S. 109-128.
- MANGERUD, J.; BIRKS, H. J. B. & JÄGER, K.-D. (1982): Chronostratigraphical Subdivisions of the Holocene: A review. - Striae 16, S. 1-6.
- MATSCHULLAT, J.; BOZAU, E.; BRUMSACK, H.-J.; FÄNGER, R.; HEINRICHS, H.; HILD, A.; LAUTERBACH, G.; SCHNEIDER, J.; SCHUBERT, M.; LEBMANN, D.; HALVES, J.; SCHAEFER, M. & SUDBRACK, R. (1994): Stoffdispersion Osterzgebirge - Ökosystemforschung in einer alten Kulturlandschaft. - IN: MATSCHULLAT, J. & MÜLLER, G. (Hrsg.): Geowissenschaften und Umwelt. Berlin, Heidelberg, New York.
- MOORE, P.D.; WEBB, J.A. & COLLINSON, M.E. (1991): Pollen Analysis. Blackwell.
- MIKYŠKA, R. et al. (1986): Geobotanische Karte der Tschechoslowakai. Vegetace CSSR A2, 1. Böhmisches Länder. Prag.
- NEEF, E. (1960): Die naturräumliche Gliederung Sachsens. - Sächs. Heimatblätter 6, H. 4-9.

OBERDORFER, E. (1992 a): Süddeutsche Pflanzengesellschaften. Teil I: Fels- und Mauergesellschaften, alpine Fluren, Wasser-, Verlandungs- und Moorgesellschaften. Jena, Stuttgart, New York.

OBERDORFER, E. (1992 b): Süddeutsche Pflanzengesellschaften. Teil IV: Wälder und Gebüsche. Jena, Stuttgart, New York.

OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde. Neumünster.

OVERBECK, F. & GRIEZ, I. (1953): Mooruntersuchungen zur Rekurrenzflächenfrage und Siedlungsgeschichte in der Rhön. - Flora 141, S. 51-94.

OVERBECK, F.; MÜNNICH, K.O.; ALETSEE, L. & AVERDIECK, F.R. (1957): Das Alter des „Grenzhorizonts“ norddeutscher Hochmoore nach Radiocarbonatierungen. - Flora (Allgemeine Botanische Zeitschrift) 145, S.37-71.

PÄLCHEN, W. & OSSENKOPF, P.(1967): Über das relative Alter des Schellerhauer Granitmassivs und seiner Varietäten. - Berichte der Deutschen Gesellschaft für geologische Wissenschaften, Reihe B, 12 (4), S. 359-371.

QUELLMALZ, W. (1966): Geologische Übersicht über das Osterzgebirge. - IN: Werte der Deutschen Heimat. Bd. 10, Berlin.

RUDOLPH, K. (1926): Pollenanalytische Untersuchungen im thermophilen Florengebiet Böhmens: Der Kommerner See (Vorl. Mitt.). - Ber. Dtsch. Bot. Gesell. 44, S. 239-248.

RUDOLPH, K. & FIRBAS, F. (1924): Die Hochmoore des Erzgebirges. - Beihefte Bot. Centralbl. Bd. XLI. Abt II. Heft 1/2, S. 1-162.

RUPP, P. (1970): Untersuchungen zu Waldhöhenstufengliederungen im Sächsischen Erzgebirge. - Diss. TU Dresden/ Tharandt.

SCAMONI (Hrsg., 1964): Vegetationskarte der Deutschen Demokratischen Republik (1 : 500 000) mit Erläuterungen. - Sonderdruck aus „Fedd. Repertorium Specierum novarum regni vegetabilis“ Beih. 141, Beitr. zur Vegetationskunde, Bd. VI.

SCHLÜTER, O. (1953): Die Siedlungsräume Mitteleuropas in frühgeschichtlicher Zeit.- Forschungen zur deutschen Landeskunde Bd. 74, Remagen.

SCHMEIDL, H. (1940): Beitrag zur Frage des Grenzhorizonts im Sebastiansberger Hochmoor. - Beihefte Bot. Centralbl. Bd. LX. Abt II, S. 494-534.

SCHMIDT, O.E. (1924): Siedlungsgang und Siedlungsformen im östlichen Erzgebirge.- Mitteilungen des Landesvereins Sächsischer Heimatschutz Bd. XIII, S. 105-129.

STALLING, H. (1987): Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Bayerischen Wald. - Diss. Botanicae 105. Berlin, Stuttgart.

TROEL-SMITH, J. (1960): Ivy, Misteltoe and Elm, climate indicators - fodder plants. - Danm. Geol. Unders., IV, 32 S.

WAGENBRETH, O. & STEINER, W.(1985): Geologische Streifzüge - Landschaft und Erdgeschichte zwischen Kap Arkona und Fichtelberg. Leipzig.

WAGENBRETH, O.; WÄCHTLER, E.; BECKE, A.; DOUFFET, H. & JOBST, W. (1989): Bergbau im Erzgebirge. Leipzig.

WEISE, G. (1956): Das Georgenfelder Hochmoor-ein Streifzug durch seine Pflanzenwelt. - Heimatkundliche Blätter des Bezirkes Dresden, Heft 10/11.

WILLUTZKI, H. (1962): Zur Waldgeschichte und Vermoorung sowie über Rekurrenzflächen im Oberharz. - Nova Acta Leopoldina N.F. 25 (160), 52 S.

ZOLLER, H. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. - Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 83/2, S. 45-156.

Klimaatlas der DDR (1953), Berlin.

Atlas Podnebi Ceskoslovenske Republiky (1958), Prag.

Atlas DDR (1981), Leipzig, Gotha.

Geologische Übersichtskarte des Freistaates Sachsen (1:400000) ohne quartäre Bildungen, Freiberg.

Dank

Hiermit möchte ich mich bei allen HochschullehrerInnen und MitarbeiterInnen der Universität Leipzig sowie bei FreundInnen bedanken, die mich bei meiner Arbeit unterstützt haben.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Litt (Bonn) für die Vergabe des Themas, die Einführung in die Methode der Pollenanalyse und für die vielen Hinweise und Anregungen.

Herrn Prof. Müller (Leipzig) danke ich für die Förderung meiner Arbeit, die Unterstützung bei den Vegetationsaufnahmen im Gelände und für die hilfreichen Diskussionen.

Herr Dr. Otto (Leipzig) half mir bei der Bestimmung des Moosreste. Herr Simon (Dresden) und Herr Christl (Meißen) stellten mir die noch unveröffentlichten Manuskripte ihrer siedlungsgeschichtlichen Forschungsergebnisse zur Verfügung. Die Radiocarbonatierungen führte Dr. Hiller (Leipzig) durch.

Überdies danke ich Prof. Lange (Berlin), Prof. Hempel (Dresden), Prof. Morawetz (Leipzig) und Dr. Gutte (Leipzig) für die fachlichen Diskussionen.

Jörg Ruhland stellte mir den Computer zur Verfügung und half bei der graphischen Bearbeitung. Schließlich bedanke ich mich bei meinen Eltern für das aufgebrachte Verständnis.

