

Die eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes

Von PETER ERGENZINGER, Berlin

Mit 1 Karte, 2 Abbildungen und 3 Tabellen im Text.

Zusammenfassung. Die Formengemeinschaft der Hochgebiete des Bayerischen Waldes ist oberhalb von etwa 1000 m Höhe gekennzeichnet durch die Vergesellschaftung von Karen, Steilhängen, steilen Muldentalschlüssen, bandförmigen Hangversteilungen sowie Wasserfällen und Flußschnellen. Diese Formen kommen auch unterhalb der in der Literatur aufgeführten mächtigen Blockmoränen vor und sind Zeugnisse einer weitreichenden Vergletscherung. Die C^{14} -Bestimmung einer Probe aus dem Grundmoränenkomplex im Aufschluß bei der Schustersäge im Reschwasserthal gab ein Alter von etwa 40 800 Jahren.

Es lassen sich drei würmeiszeitliche Stadien unterscheiden: das Maximalstadium, das Blockmoränenstadium und das Karmoränenstadium. Die Schneegrenzen der Stadien betragen etwa 1060, 1140 und 1230 m.

Im Regengebiet bei Zwiesel gibt es Aufschlüsse mit Stauchungserscheinungen in hochgelegenen Terrassen. Diese Vorkommen sind älter als die letzte Eiszeit und werden entsprechend den Befunden im Schwarzwald als Spuren einer noch ausgedehnteren rißeiszeitlichen Vergletscherung gedeutet.

Die Karte der Verbreitung der würmeiszeitlichen Gletscher gibt für die tschechischen Gebiete nur eine extrapolierte Verbreitung an, die auf Grund von Karteninterpretationen entstand und nicht im Gelände überprüft werden konnte.

Summary. Corries, abrupt slopes, steep heads closing basin-like valleys, waterfalls and rapids are the characteristic association of land forms in the highest parts of the Bayrischer Wald (Bavaria) above about 1000 m. Such forms are also to be found in areas lower than the previously described boulder moraines and offer proof of an extensive glaciation.

A C^{14} determination of a sample from the ground moraine occurring in a sandpit near the Schustersäge in the Reschwasser Valley puts the origin of the moraines at about 40,800 years B. P.

The Wurm Glaciation can be divided into three stages: 1, that of the maximum glaciation, 2, that of the boulder moraines and 3, that of the corrie moraines. The snow lines of the three stages must have been about 1060, 1140 and 1230 m. respectively.

Some exposures on high terraces in the area of the R. Regen show signs of glacial pressure effects. These deposits are older than the last glaciation and, like the findings in the Black Forest, indicate an even more widespread Riss Glaciation.

The map shows the maximum extension of the Wurm glaciers in the Bayrischer and the Böhmer-Wald. For the latter area, lying in Czechoslovakia, the evidence has been derived by extrapolation from the Bayrischer Wald and from interpretation of topographical maps without field control.

Inhalt

1. Kurzer Überblick über den Stand der Forschung	153
2. Die Formengemeinschaft der Hochgebiete	153
3. Die glazialen Akkumulationsformen	157
a) Die Moränen nahe den höchsten Gipfeln	157
b) Die Blockmoränenengebiete	158
c) Die Moränen in den Tälern	158
d) Stauchungserscheinungen und Moränenfetzen in hochgelegenen Terrassen	161
4. Die Grübenfelder	163
5. Die Verbreitung der riß- und würmeiszeitlichen Vergletscherungsspuren und die Rekonstruktion der klimatischen Schneegrenzen	164
Literaturverzeichnis	166

1. Kurzer Überblick über den Stand der Forschung

Die Exkursion in den Bayerischen Wald¹⁾ im Anschluß an die DEUQUA-Tagung in Nürnberg 1962 hat gezeigt (vgl. K. KAISER 1963, 227-240), daß noch weithin die von J. PARTSCH (1882), A. PENCK (1882), A. PENCK, A. BÖHM und A. RODLER (1887) mitgeteilten Ansichten über die Vergletscherung dieses Mittelgebirges gelten. Nach der vorherrschenden Meinung beschränken sich die Spuren der eiszeitlichen Vergletscherung im wesentlichen auf die Kare und das jeweils vorgelagerte Blockmoränenfeld. Die Schneegrenze für diese Vergletscherung wird im Anschluß an A. PENCK (1884) mit etwa 1 200 m angegeben (M. BRUSCH 1949, B. FRENZEL 1959). Die zahlreichen Untersuchungen von A. RATHSBURG (1928, 1930, 1932-35, 1937) erweiterten die Zahl der gefundenen Moränen und Kare, weichen aber prinzipiell nicht von der Auffassung von J. PARTSCH und A. PENCK ab. Die Ansicht über eine weitergehende Ausdehnung der glazialen Phänomene von F. BAYBERGER (1886) wurden durch A. PENCK, A. BÖHM und A. RODLER (1887) widerlegt. Später hat G. PRIEHÄUSSER in zahlreichen Arbeiten (1927, 1930, 1938, 1951 und 1955) zu dokumentieren versucht, daß der Bayerische Wald eine fünfmalige pleistozäne Verfirnung erfahren hat, und daß diese, entgegen der Meinung anderer Autoren (u. a. A. RATHSBURG), wesentlich ausgedehnter gewesen sei. Die Kare mit den abschließenden Blockmoränen werden von PRIEHÄUSSER als Rückzugsstadium der letzten Eiszeit angesehen. Während R. VON KLEBELSBERG diesen Befund in sein Handbuch (1949, 658-659) mit der Einschränkung aufnimmt, daß die Abtrennung von Spuren älterer Vergletscherungen nicht genügend gesichert erscheine, deuten die meisten Autoren (vgl. u. a. P. WOLDSTEDT 1958, 206) PRIEHÄUSSER's bis zu Höhen um 480 m reichende „Firneisgrundschuttdecken“ aus 5 Eiszeiten vorwiegend als Solifluktionserscheinungen. Im Folgenden sollen einige Beobachtungen über eine weiterreichende eiszeitliche Vergletscherung des Bayerischen Waldes mitgeteilt werden.

2. Die Formengemeinschaft der Hochgebiete

Kennzeichnend für den Bayerischen Wald ist der plötzliche Anstieg aus den ausgedehnten, 700 bis 800 m hohen Haupttrumpfflächen des Pfahlgebietes zu weitgespannten Rücken und Plateaus mit Höhen von über 1 000 m. Im Regen- und Angelgebiet kompliziert sich dieser Bauplan dadurch, daß die Haupttrumpfflächen und die tieferen Niveaus in einzelnen Buchten parallel zur Streichrichtung des Gebirges weit gegen das zentrale Maderplateau vordringen und den Osser- und Arberkamm abtrennen. Im südwestlichen Böhmerwald erreichen die Rücken des Kubany und des Pleckensteins die Höhe des Maderplateaus.

Die großzügige Rumpftreppenanlage, die gekennzeichnet ist durch das Über- und Ineinanderlagern einiger „Formengruppen der Erosion“, wurde durch jüngere Erosions- und Akkumulationsvorgänge mit einem klimatisch bedingten Formenstil überprägt. Im gesamten Böhmerwald tritt in den Hochgebieten eine spezifische, klimabedingte Formengemeinschaft auf. Die Leitform dieser Überprägung und damit auch dieser Formengemeinschaft sind K a r e .

¹⁾ Das Waldgebirge zwischen dem Pfahlgebiet und den altbesiedelten Becken und weiten Tälern westlich der Linie Pilsen—Budweis wurde bis zum Ende des ersten Weltkrieges Böhmerwald genannt. Als Bayerischer Wald bezeichnete man damals nur das Waldgebirge zwischen dem Pfahl und der Donau. Erst die Abriegelung der Grenzen im Laufe dieses Jahrhunderts führte dazu, den Namen Böhmerwald auf das Waldgebirge jenseits der bayerischen Grenze zu beschränken und die Mittelgebirge westlich der bayerischen Grenze zwischen der Donau und der Further Senke einheitlich als Bayerischen Wald zu bezeichnen. Ich bezeichne im Folgenden als Bayerischen Wald den bayerischen Anteil am Böhmer Wald und als Böhmerwald das gesamte Waldgebirge im hergebrachten Sinne.

Die bekannten See- und Moorkare wurden zuletzt in der Übersichtskarte von J. SEKÝRA (1960 und 1961) dargestellt und von P. ERGENZINGER (1965) in der Tabelle I zusammengefaßt.

Tabelle 1
Die Kare des Böhmerwaldes

N a m e	Karboden- Höhe (m)	Höchster Punkt des Einzugsgebietes N a m e	Höhe (m)	Expo- si- tion	Gestein	Bemerkung
Schwarzer See	1010	Seewand	1340	N	Glimmerschiefer	
Teufelssee	1030	Seewand	1340	O	Gneis "	
Enziankar	1130	Enzian	1285	NO	Gneis	kein übert. Boden
Sollerbachkar	1130	Kleiner Arber	1384	N	Gneis	" " "
Kleiner Arbersee						
Kartreppe	1260					
" "	1100					
" "	1040	Großer Arber	1430	N	Gneis	
Großer Arbersee						
Kartreppe	1020	Großer Arber	1456	O	Gneis	
Schwellbachkar	1090	Kleiner Arber	1384	S	Gneis	vermoorter Boden
Höllbachkar	980	Rukowitz	1270	SO	Gneis	vermoorter Boden
Lakka-See	1080	Lakkaberg	1337	N	Gneis	
Stubenbacher See	1080	Kleine Riegeln	1230	O	Gneis	
Mittagsbergkar	1100	Mittagsberg	1314	NO	Gneis	vermoorter Boden
Hirschbach						
Kartreppe	1130					
" "	1040	Enzian	1300	SO	Gneis	vermoorter Boden
Wiesriegelkar	960	Wiesriegel	1093	O	Gneis/Granit	vermoorter Boden
Kleines Rachelkar	1070	Kleiner Rachel	1399	N	Gneis	vermoorter Boden
Großes Rachelkar						
Altes Seekar						
Kartreppe	1250					
" "	1090	Großer Rachel	1452	O	Gneis	vermoorter Boden
Seekar	1070	Seewand	1350	SO	Gneis	
Bärenriegelkar	1030	Steinfleckberg	1330	O	Gneis/Granit	vermoorter Boden
Pleckensteinsee	1090	Pleckenstein	1378	NO	Granit	
Kartreppe? (910)?				N	Granit	„im Kessel“?
Durchschnitt	1040 m	Durchschnitt	1338 m			

Das arithmetische Mittel der Höhenlage von 18 Karböden ergibt für den Böhmerwald einen Wert von 1040 m. Gemeinsam ist allen bedeutenden Kare eine Exposition nach N, NO, O bzw. SO und die Lage unterhalb von meist über 1300 m hohen Bergen. Die am besten ausgeprägten und größten Kare wurden im Glimmerschiefer oder in Gneisen ausgebildet, allein das Plöckenstein-Seekar ist im Granit ausgebildet worden. Kennzeichnend für die Kare sind neben den übertieften Karböden die übersteilten Hänge mit Felspartien und Neigungen von über 35°. Die typische Lehnssesselform erreichen annähernd nur die Kare des Schwarz- und des Teufelssees, des Lakka- und des Pleckensteinsees, während z. B. das große Arbersee- und das Rachelseekar jeweils zusammengesetzte Kare (Großkare) sind. Bei den Seekaren ist häufig eine zweigeteilte Karbodenwanne ausgebildet. Am besten ist dies am großen Rachelsee zu beobachten (siehe die Profile bei G. PRIE-HÄUSSER 1927, Tafel 3). Nach den Lotungen von A. RATHSBURG (1928) gilt dies aber auch für den im Grundriß wesentlich einheitlicheren Schwarzsee. Ein erstes Karbecken liegt unter der höchsten Karwand. Das zweite liegt jenseits einer flachen Schwelle am unteren Ende des Karbodens. Die Trennung des Karbodens in ein „Karwandbecken“ und ein „Zungenbecken i. e. S.“ ist aber nur an Kare mit einem über 300 m hohen Einzugsgebiet zu beobachten. Wie das Kar des Kleinen Arbersees zeigt, kann das Karwandbecken

auch durch eine Anzahl kleinerer Nebenkarböden ersetzt sein und nur ein „Zungenbecken i. e. S.“ sich talwärts anschließen. Erreichen die Karhänge keine Höhe von 300 m, so hat das Kar nur einen flach übertieften Karboden. Diesem Kartyp entspricht am besten das kleine Kar am Enzian im Talschluß des Steinbaches.

Talabwärts folgt vor allen Karen des Böhmerwaldes ein Gebiet blockreicher Endmoränen mit Wällen von stellenweise über 20 m Höhe. Das bekannteste Moränenfeld wird von der Arberseestraße geschnitten. Unterhalb des Rachelsees, des Großen und des Kleinen Arbersees enden diese Blockmassen in etwa 900 m, 850 m und 790 m Höhe jeweils nach einer Steilgefällestrecke des Talgrundes.

Am ostexponierten Rand und innerhalb von großen, hochgelegenen Quelltrichtern kommen an vielen Stellen kleine *Karöide* vor. Sie sind oft nur 50—100 m breit und nur wenige 100 m lang, haben aber eine sehr scharfe Kante gegen die übrige Mulde und sind bis zu 50 m gegenüber den umliegenden Hängen eingetieft. Musterbeispiele derartiger Karöide sind am Arberbach (unterhalb P 984), an der Tiefen Seige beim Plattenhäuserriegel (unter 1080 m) oder an der Kleinen Flanitz südwestlich der alten Poschinger Jagdhütte (westlich des Kleinen Rachels) in etwa 1050 m Höhe zu beobachten.

Die Hangneigungen von über 35°, verbunden mit dem Auftreten von Felspartien in Hängen fern des fluvialen Einflußbereichs, beschränken sich nicht auf die Kare und treten, abgesehen von wenigen kleinflächigen, strukturbedingten Vorkommen in tieferen Lagen, im Bereich über 1000 m Höhe häufig auf. Hervorzuheben sind die *Steilhänge* am Osser (1266 m), Falkenstein (1312 m), Arber (1456 m), Scharzeck (1238 m), Plattenhäuserriegel (1376 m) und Farrenberg (1203 m). Diese Steilhänge liegen häufig benachbart zu voll ausgebildeten Karen, weisen jedoch keine O-Exposition, sondern eine W- bzw. meist eine SW-Lage auf. Die aufgezählten Steilhänge sind über Gneisen und Graniten gleichförmig ausgebildet.

Die steilen Karöide sind häufig eingebettet in weite, muldenförmige *Talschlüsse*. Im Vergleich zu den in Höhen unter 1000 m im vorderen Bayerischen Wald auftretenden verwandten Formen zeichnen sich die Talschlüsse und Hangmulden der Hochgebiete durch eine besonders steile Umrahmung aus. Häufig verlängert sich der ostexponierte Muldenflügel in einen talabwärts rasch auskeilenden Steilhang mit etwa 30° Neigung. Während die tieferliegenden Formen nur einen oder mehrere Schwemmschutfächer im Muldentiefsten haben, liegen im Hochgebiet vor den beiden unteren Enden des Rahmens der Mulden jeweils zwei weitere Schwemmschutfächer, die den mittleren Schwemmschutfächer einkeilen. Typisch für diese Konfiguration sind die Verhältnisse z. B. im Sagwassertalschluß zwischen Lusen und Hohem Filzberg, beim Schreyerbach zwischen Plattenhäuserriegel und Großem Spitzberg, bei der Flanitz am Kleinen Rachel, beim Hochfall- und Rothbach zwischen Enzian und Kleinem Arber, beim Lohberger Bach am Osser oder beim Pommerbach unterhalb des Kiesrucks.

Diese Formen erinnern an die Quelltrichterkarte nach O. MAULL (1958, 379 f.): „vorwiegend längliche, aber auch fächerartig aufwärts geweitete, steile Böden mit kräftigem oberem Anstieg, aber ohne eigentliche Verflachung“.

Außer den weiten muldenförmigen Talschlüssen sind in Hängen mit Einzugsgebieten von etwa 1200 m auch langgestreckte, steilgeneigte *Muldentäler* zu finden, die etwa 30—50 m gegenüber ihrer Umgebung eingetieft sind und an den Seiten von Klippen und Steilhängen begrenzt werden. Unterhalb von etwa 1050 m Höhe wird der muldenförmige Querschnitt durch einige kegel- und zungenförmige Akkumulationsformen sowie stellenweise auch durch steilhangige kleine Ursprungsmulden gestört. Weder der Scheuereckbach über Spiegelhütte, noch der Bach südlich des Großen Falkensteins, noch der Schwarzbach unterhalb des Hochzellberges bei Bodenmais vermochten diese Akkumulationen zu durchschneiden. Ein gleicher muldenförmiger Talquerschnitt tritt aber andererseits bei weiten Gefälle auch im Grund von größeren Tälern auf. Derartige Talstrecken liegen je-

weils oberhalb von Sohlentalabschnitten, haben häufig eine Großblockbedeckung und werden von rezentem Bach zumindest oberhalb des Übergangskegels zwischen Mulden- und Sohlentalabschnitt kräftig zerschnitten. Im Talursprungsgebiet folgen oberhalb des Muldenabschnittes jeweils Talverengungen mit Steilgefällestrecken. Die besten Beispiele für weitgespannte Muldentäler sind das Teufelsbachtal bei Arberhütte (710 m) und das Reschwassertal bei der Schustersäge (820 m) unterhalb von Finsterau.

Im Gebiet der höchsten Erhebungen des Bayerischen Waldes überwiegen jedoch nicht die Karwände und die Steilhänge mit über 35° Neigungen, sondern neben flachen Talhängen und Ebenen die Hänge und weite muldenförmige Talschlüsse mit Neigungen von 25° — 30° . Derartige Neigungen treten aber nicht nur in den Hochlagen des Bayerischen Waldes auf, sondern auch am Abfall zur Donau am SW-Rand des vorderen Bayerischen Waldes. In der Höhenregion über ungefähr 1000 m tragen diese Hänge aber meist eine dichte Grobblockdecke, während die tieferliegenden Steilhänge normalerweise eine Wanderschuttdecke mit vereinzelt Grobblöcken aufweisen. Derartige steile Grobblockhänge sind über grobblockig verwittertem Granit, z. B. am Pleckenstein oder am Plattenhausen, naturgemäß am weitesten verbreitet und stellenweise sogar in ausgedehnten, vegetationslosen Blockmeeren bloßgelegt. Sie fehlen aber auch nicht über Gneis (Südhang, Waldhäuser Riegel, Rachel- und Arberhänge) und treten selbst im Gebiet des Glimmerschiefers am Osser auf.

Im Gebiet der weiten Muldentäler und unterhalb der Kare werden die Hänge stellenweise durch hangabwärts ziehende bandförmige Hangversteilungen gegliedert. Das eindringlichste Beispiel dafür findet sich über dem Schwarzbach im hinteren Reschwassertal und wird durch den Verlauf des ‚Finsterauer Steiges‘ nachgezeichnet. Die Hangversteilung setzt über den Blockmoränen des ehemaligen Bärenlochgletschers in 1040 m Höhe an und zieht sich bis zum Reschbach (980 m) hin. Dort liegt die Versteilung noch immer über 100 m über dem Talgrund. Am gegenüberliegenden Hang des Hohen Filzberges sind gleichartige Bildungen zu beobachten. Derartige Hangversteilungen sind auch kennzeichnend für andere Täler des hinteren Bayerischen Waldes, wie z. B. im Höllbachtal unter dem Falkenstein, dem Geigenbachtal unter dem Arber, dem Hirschbachtal unter dem Rachel, dem Sagwassertal unter dem Lusen und dem Soller- und Schwellbach unterhalb des Kleinen Arbers. Am besten sind sie in den Seewänden westlich des Kleinen Arbersees ausgeprägt. All diese bandförmigen Hangversteilungen haben eine wesentlich steilere Neigung als das Talgefälle. Sie durchschneiden häufig ältere Verebnungsreste und Hangnicke und sind somit nicht fluviatil bedingt, im allgemeinen auch nicht strukturbedingt.

Neben den steilsten Hängen sind auch die steilsten Talstrecken, die Bach- und Flußschnellen, im Bayerischen Wald auf die Bereiche beschränkt, die ein Einzugsgebiet von über 1000 m Höhe haben. In den gestuften Tallängsprofilen der Bäche und Flüsse treten am Rand des Vorderen Bayerischen Waldes und im Pfahlgebiet Neigungen im Tallängsprofil bis zu maximal 105‰ (Große Ohe unterhalb von Spiegelau) auf. Im allgemeinen erreichen die Steilstrecken jedoch höchstens auf kurzen Strecken Neigungen von über 45‰ . Die einzigen natürlichen Wasserfälle liegen bis auf die an Kare geknüpften (z. B. Geigenbachfall über dem Großen Arbersee) an Bächen mit einem um 1300 m hohen Einzugsgebiet. Sie kommen am Hochfallbach bei Unterried in 800 m Höhe vor, am Moosbach westlich Bodenmais in 750 m und 800 m Höhe, am Riesbach über Bodenmais in 960 und 1000 m Höhe (Kleinhüttenbach, Wildauer Bach) und am Kleinen Deffernik über Regenhütte in 1000 m Höhe vor. Naturgemäß sind alle diese Wasserfälle strukturell begünstigt, aber ähnliche Strukturen ergeben in tieferen Lagen nur Steilstrecken im Längsprofil und keine Wasserfälle. Kennzeichnend für die Bäche der Hochgebiete sind neben den vereinzelt auftretenden Wasserfällen der kurze, mehrfache Wechsel von Steilstrecken mit oft über 200‰ Gefälle mit anschließenden Flachstrecken. In den Block-

moränengebieten unterhalb der Kare sind diese Bachschnellen am eindrucksvollsten ausgebildet. Das gleiche Phänomen ist aber auch z. B. im Oberlauf der linken Nebentäler des Weißen Regens oberhalb von Lohberghütte bis herunter in Höhen von 800 bzw. 750 m (Seebach) zu beobachten und wiederholt sich am Kleinen Deffernik östlich von Lindbergmühle bis in Höhen von 900 m oder im Geigenbachtal am Pleckenstein. Charakteristisch ist für diese Bachschnellen, daß ihre Lage häufig durch eine Anreicherung von Großblöcken (Kantenlänge über 70 cm) bedingt und nur selten an den Ausbiß harter Schichten gebunden ist.

Aus den aufgezählten morphologischen Befunden ergibt sich eine spezielle, klimamorphologisch verursachte Formengemeinschaft der Hochgebiete, die in ihrer Verbreitung gebunden ist an Bereiche mit einem Einzugsgebiet von über 1 000 m Höhe. Die Untergrenze dieser Formengemeinschaft ist umgekehrt proportional zum höchsten Punkt des jeweiligen Einzugsgebietes. Sie sinkt, wenn dieser Berg relativ hoch ist, bis auf Höhen von etwa 700 m. Daraus ist zu schließen, daß der Einfluß der glazialen Formung sich nicht auf die Kare und die Gebiete innerhalb der Blockmoränen beschränkt. Auch außerhalb dieser Gebiete treten, wie G. PRIEHÄUSSER stets betonte, glaziale Spuren auf.

3. Die glazialen Akkumulationsformen

a) Die Moränen nahe den höchsten Gipfeln.

Bei den Untersuchungen im obersten Reschwasser-Schwarzbachtal ergab sich (P. ERGENZINGER 1965, 15-16), daß die Solifluktsionsdecke in den Aufschlüssen oberhalb von etwa 1 150 m Höhe fehlt. Zahlreiche Schürfungen am Weg zum Kirchlinger Stand zeigten jeweils unter einem hellbraunen Waldboden ein regelloses Gemenge von kantengerundeten und kantigen Granitblöcken. Selbst bei einer Aufschlußtiefe von 2,4 m waren zwischen hangender und liegender Verwitterungsdecke keine strukturellen Unterschiede festzustellen. Beobachtungen beim Bau der Holzabfuhrstraße Rachelsee—Martinsklause bestätigten auch in diesem Gebiet des Fehlen von Solifluktsionserscheinungen über der Grobshuttdecke sowie über den grussandreichereren Schuttdecken. Während am Arber-Liftgang bei der Talstation in 1 060 m Höhe noch eine bis 1,5 m mächtige Solifluktsionsdecke angeschnitten wurde, zeigte der von G. PRIEHÄUSSER (1951) mitgeteilte Aufschlußbefund vom Falkenstein Gipfel (ca. 1 300 m Höhe) eine „Firneisgrundshuttdecke“ über einem gestauchten Grus, der auf keinen Fall als eine Solifluktsionsdecke zu interpretieren ist.

Andererseits treten in diesem Höhenbereich Nebenkare und Moränen auf: z. B. das Nebekar „Geige“ im Großen Arberseekar (1 170 m), das oberste Nebekar im Kleinen Arberseekar (1 160 m), das Nebekar unter dem Waldschmidthaus am Rachel mit einer Moräne in 1 230 m Höhe. Hinzu kommen die blockreichen Wallmoränen des obersten Reschbachtals (zwischen 1 050 und 1 100 m) und im obersten Kleinen Schwarzbachtal (um 1 200 m). Sehr wahrscheinlich entspricht diesen obersten Moränen auch das kleine Rachelwiesekar mit den bereits von A. RATHSBURG (1930) beschriebenen Moränen in 1 080 m Höhe (südlich des Sattels zwischen dem Großen und dem Kleinen Arber).

Für die höchsten Gebiete über etwa 1 150 m Höhe ist neben dem Auftreten von glazialbedingten Formen und Akkumulationen ein Fehlen von periglazialen Abtragungformen und -massen kennzeichnend. Nach der Aufschlußbeschreibung von R. REICHEL (1964) entsprechen die Verhältnisse am Brocken im Harz über etwa 1 050 m Höhe meinen Befunden in den höchsten Gebieten des Bayerischen Waldes. Auch am Brockenhang tritt eine Moränendecke ohne eine überlagernde Solifluktsionsmasse auf.²⁾

²⁾ Vielleicht bilden die obersten waldfreien Hochflächen und Gipfel (Lusen, Rachel, Arber) im Bayerischen Wald eine Ausnahme dieser Regel. Dort könnte, wenn die Kleinstformen nicht trügen (palsenartige Buckel und Miniatursteinringe auf dem Arberplateau), die Untergrenze der rezenten Solifluktsionsstufe nicht mehr fern sein.

b) Die Blockmoränengebiete.

Aus den Gebieten der mächtigen Blockmoränenfelder wurden bereits mehrfach Aufschlüsse beschrieben. Zur Zeit befinden sich die besten Aufschlüsse an der neuen Rachelstraße unterhalb des Karsees. Wie bereits die Oberflächenformen vermuten lassen, bestehen diese blockreichen Endmoränen überwiegend aus gerundeten Blöcken verschiedenster Größe in lehmiger oder sandiger Matrix. Diese Blockmoränen erreichen unterhalb des Großen Arbersees mit 810 m ihre tiefste Lage. Von NW nach SW kommen Blockmoränen in den in der Tabelle 2 aufgeführten Tälern des Bayerischen Waldes vor.

Tabelle 2
Blockmoränen des Bayerischen Waldes

Tal	Höhenlage der untersten Blockmoränen (m)	Höchster Berg des Einzugsgebietes	(m)
Steinbach	940	Enzian	1285
Sollerbach	850	Kleiner Arber	1384
Seebach	830	Großer Arber	1456
Geigenbach	810	Großer Arber (Klippe, W)	1420
Höllbach	930	Lackaberg	1320
Hirschbach	950	Enzian	1300
Kleiner Regen	850	Rachel	1452
Seebach	910	Rachel	1452
Schreyerbach	940	Großer Spitzberg	1350
Sägwasser	980	Lusen	1371
Großer Schwarzbach	900	Moorberg	1370
Reschbach	910	Schwarzberg	1314

Im allgemeinen sind die Blockmoränen unterhalb von Karen am mächtigsten und eindrucksvollsten entwickelt, während sie unterhalb von übersteilten Talschlüssen seltener zu Wällen angehäuft sind und oft durch eine einförmige Blockanreicherung im Talgrund vertreten werden (z. B. Schreyerbach bzw. Höllbach). Im Höllbachgespreng treten aber selbst unter Felswänden keine Moränenwälle auf.

c) Die Moränen in den Tälern.

Bei allen tieferen Gletscherlagen fehlt die Anreicherung von Blockschuttmassen zu mächtigen Endmoränenwällen und ganzen Wallfeldern. Die glazial erzeugten Vollformen sind hier oft nur flache Wälle oder Kuppen wie im Reschwassertal, eine glaziale Serie „en miniature“ ist nur am Gegenbach unter dem Pleckenstein in 700 m Höhe zu finden.

Neben den morphologischen Indikatoren liefert der Aufschluß bei der Schustersäge im Reschwassertal (P. ERGENZINGER, 1965, 17, Abb. 3 und 6) den besten Hinweis auf eine ausgedehnte Vergletscherung des Bayerischen Waldes. Der Aufschluß liegt in 840 m Höhe, ist etwa 7 m tief in den untersten Talhang eingeschnitten und zeigt folgendes Profil:

Profil des Moränenaufschlusses bei der Schustersäge

Mächtigkeit in cm	Beschreibung	Deutung
20	brauner Waldboden	
60	sandig-lehmiges Feinmaterial mit wenigen kantigen und kantengerundeten Graniten. Die Steine sind hangparallel eingeregelt	Soliflukationsdecke
200	beige Sande mit Schottern, dazwischen braune Lehm-bänder	Gletscherrandbildung
150	bräunliche, lehmige Grundmasse mit Schottern und kantengerundeten Graniten	2. Grundmoräne
100	graue, lehmreiche Mischung von kantengerundeten Steinen (Granit und Gneis) und Schottern	1. Grundmoräne
30	rötlicher quarzreicher Sand mit Geröllen in einzelnen Schmitzen	1. Grundmoräne
150	gestauchter grauer Grus mit mehlig-tonigen Feldspaten	1. Grundmoräne

Der unterste Horizont ist gekennzeichnet durch ein Neben-, Über- und Ineinander von Grusen, Sanden, Lehm und blockreichem Material. Im nördlichen Aufschlußhang liegt ein über 1,5 m langer polierter Granitblock mit Gletscherschrammen. Beide Beobachtungen deuten auf einen ehemaligen mächtigen Gletscher im Bereich der Schustersäge. Die Gruspartien werden überlagert von einer graufarbigem unteren steinreichen Lehm-packung der unteren ersten Grundmoräne. Stellenweise ist diese wiederum in zwei Schuppen gegliedert, zwischen denen rötliche und hellbraune Sande lagern. Die auflagernde obere Lehm-packung besitzt eine bräunliche Farbe und ist etwas sandreicher. Diese zweite Grundmoräne unterscheidet sich nicht nur durch ihre Farbe, sondern auch durch eine vom Liegenden unabhängige Bewegungsstruktur. Zwischen den beiden Grundmoränen liegt kein Verwitterungshorizont. Der Aufschluß zeigt deutlicher als der von POSER & HÖVERMANN (1951, 86 Abb. 6) aus dem Odertal beschriebene die knetende und stauchende Wirkung des ehemaligen Gletschers. Allerdings sind die gestauchten Akkumulationsmassen nicht so bedeutend wie jene des ehemaligen Titiseegletschers im Joostal.



Abb. 1. Glazial gestauchte Grusscholle unter Grundmoräne bei der Schustersäge im Reschwassertal.

Zwei Vorkommen in demselben Tal oberhalb der Schustersäge ergeben auch einen Hinweis für die Mächtigkeit dieses ehemaligen Gletschers. Auf dem Talsporn unter der Ederplatte liegen über vergrustem Granit Gneisblöcke. Am anschließenden Talhang steht nur Granit an, die Blöcke müssen aus dem Gneisgebiet im Oberlauf des Reschbaches durch einen über 75 m mächtigen Gletscher herantransportiert worden sein. Damit in Zusammenhang steht die bereits erwähnte schräg hangabwärts führende Hangversteilung beim „Finsterauer Steig“. Dieser Gletscher muß, wie der Seitenmoränenwall kurz oberhalb der Mündung des Vorderen Stimmelbaches beweist, im Reschwassertal bis etwa in die Höhe von P 783 m gereicht haben. Damit erklärt sich auch die talaufwärts von P 783 auftretende Anreicherung von meterlangen Granitblöcken und der sprunghafte Beginn einer 2,5 m hohen Flußterrasse unterhalb von P 783.

Der glaziale Formenschatz im südlichen Rachelvorland wird im Zusammenhang mit den Grubenfeldern noch erörtert werden. Nördlich des Rachels liegt an der Mündung von

Hirschbach und Kleinem Regen an der Straße zum ehemaligen Forsthaus Hirschbach ein weiterer Moränenauflschluß in 765 m Höhe. Dort wird ein flacher Rücken angeschnitten, der sich an den Osthang des Hirschbachtals anschmiegt. Unter einem braunen Waldboden mit dünner Humusaufgabe folgt in den obersten 80 cm eine Anreicherung von Blöcken und Geröllen in sandigem, schwach lehmigem Grundmaterial über einer 200 cm mächtigen, steinreichen Grundmoräne. Die Einregelungsmessungen nach der Methode von H. POSER & J. HÖVERMANN (1951) ergaben ein Moränenspektrum mit einer Dominanz der vertikalen Komponenten (23, 19, 25, 39).³⁾

Im Arbergebiet sind die Talmoränen am besten in der Form von Grundmoränenablagerungen bei Arberhütte zu beobachten. Oberhalb der Mündung in den Großen Regen durchfließt der Teufelsbach eine enge Bachkerbe, die sich bei Arberhütte in einer weiten, flachgemuldeten Talwanne verliert. In der Mitte der Talwanne liegen Herden von meterlangen Gneisblöcken. Talabwärts läßt sich die Talwanne als Terrasse über der Bachkerbe noch mindestens bis in 690 m Höhe weiterverfolgen.

Wie der Aufschluß am Straßeneinschnitt zwischen P 713 und den Höfen am Bach zeigt, wurden die Gneisblöcke von einem Gletscher herantransportiert. In dem Aufschluß liegt unter 80 cm mächtigen solifluidal umgelagerten Schottern in sandig-lehmiger Matrix eine über 3 m mächtige Schicht mit großen Blöcken, Schottern und Kiesen in lehmig-sandiger Grundmasse. In dieser Schicht wurden die über 20 cm langen Schotter und Blöcke eingemessen. Die Reihe 25, 20, 19, 34 ist die typische Verteilung für eine Moräne, es überwiegen die Steine mit steilgestellten Längsachsen.

Einen hohen Grobblock- und Lehmgehalt hat auch die Schuttmasse, die am Seebach unterhalb der Blockmoränen des Kleinen Arbers durch den Bau der Waldstraße zwischen der Mündung Seebach/Weißer Regen bis unter das Seehäusl in 815 m bzw. 714 m Höhe jeweils am linken Talhang angeschnitten wurde. Die Einregelungsmessung ergab an beiden Aufschlüssen ein dem Teufelsbach vergleichbares Moränenspektrum (36, 24, 16, 27 bzw. 36, 21, 15, 31). Außerdem finden sich oberhalb im Seebachtalgrund zahlreiche verstreute große Blöcke.

Nach den Messungen in 845 und 860 m Höhe ist auch die Schuttmasse, die bei der Mündung des vorderen Bramersbaches den Talgrund auskleidet, als Grundmoräne zu deuten (27, 22, 24, 26 und 24, 14, 20, 42). Im Steinbachtal folgen unter den erwähnten Wallmoränen in 840 m Höhe weitere Wälle bis nahe P 786. Dort ändert sich gleichzeitig der Talquerschnitt, indem der flache muldenförmige Talboden durch ein Kerbtal abgelöst wird.

In den Tälern südlich des Rückens Schwarzeck—Großer Arber sind bisher bis auf das erwähnte kleine Kar und die Moränen bei der Rachelwiese am Schwellbach keine glazialen Formen erwähnt worden. Am Schwellbach liegen die untersten Endmoränen in der Talweitung bei der Mündung von Arberbach und Schwellbach in 1013 m Höhe. Unterhalb

³⁾ Die Grundlagen der Einregelungsmessungen wurden erstmals von K. RICHTER (u. a. 1932, 1936, 1951) und G. LUNDQUIST (1948) an Hand von Beispielen aus ehemaligen Inlandeisgebieten dargelegt. H. POSER & J. HÖVERMANN führten derartige Messungen im Harz durch. Sie vereinfachten das Verfahren, maßen statt mit dem Kompaß mit einer nach dem Tal- oder Hanggefälle orientierten Meßtabelle und faßten die Richtungen zu vier Gruppen zusammen.

Die Längsachsen der 1. Gruppe sind zwischen 0° bis 30° aus der Richtung quer zum Talgefälle abgelenkt worden, die 2. Gruppe umfaßt den Bereich zwischen 30° bis 60° und die 3. Gruppe die Gesteine mit einer Einregelung der Längsachsen zwischen 60° und 90°. In der 4. Gruppe werden alle Gesteine zusammengefaßt, deren Längsachsen gegenüber der Meßfläche eine vertikale Ablenkung von über 30° erfahren haben. Um ein verlässliches Spektrum zu erhalten, werden 100 Steine eingemessen. Die Methode ist mit einfachen Hilfsmitteln rasch durchzuführen. Sie genügt zur einfachen Unterscheidung von fluvialen Ablagerungen (ausgeglichenes Spektrum), solifluidalen Ablagerungen (Maximum in der 1. Gruppe) und glazialen Ablagerungen (hoher Anteil der 4. Gruppe). Für den Bayerischen Wald bot sich diese Methode auch besonders deswegen an, weil auf Grund der Petrographie Zurundungsmessungen an Gneisgeröllen zu keinen zuverlässigen Werten führen.

von 1000 m Höhe finden sich noch glazialverdächtige Hangversteilungen und Wasserfälle. Dies gilt insbesondere für das Riesbachtal, wo sich unterhalb der Wasserfälle eine Hangversteilung am rechten Talhang bis zu der Großblockakkumulation in 715 m Höhe hinunterzieht. Im Hochfalltal läuft eine markante Hangversteilung in 780 m Höhe aus. Günstiger sind die Verhältnisse im Tal des Kleinen Deffernik über Regenhütte. Unter der Bachsteilstrecke mit meterhohen kleinen Wasserfällen liegen in einer Talweitung zwischen P 939 und 850 m Höhe flache, großblockreiche Wälle. Eine Messung in der Schuttmasse am Anschnitt des neuen Holzabfuhrweges oberhalb von P 939 ergab ein für Grundmoränen in hängiger Lage typisches Spektrum: 33, 28, 10, 21.

Im Höllbachtal östlich des Falkensteins liegt ein über 10 m³ großer Block inmitten der Niederterrasse bei P 786. Wegen der mangelhaften Aufschlußverhältnisse ließ es sich nicht entscheiden, ob der Block ansteht oder ob er transportiert wurde. Im benachbarten Tal des Kleinen Deffernik lagert ein nur wenig kleiner Block in der Wiese oberhalb der Bauhüttenbrücke (P 769) jedoch über einem geröllreichen, lehmigen Sand. Da der über 6 m³ große Block weder durch den Bach noch durch einen Bergsturz herbeigeführt werden konnte, muß ein glazialer Transport angenommen werden.

Glazigene Schuttmassen wurden beim Wegebau am Steinschachtenbach (Abb. 1) oberhalb von Buchenau in 980 m Höhe angeschnitten. In lehmiger, etwa 3 m mächtiger Päckung lagern regellos kantengerundete Blöcke, Scherbenschutt und schlecht gerundete Schotter. Die Schuttmasse ist bis zu P 917 zu verfolgen und hat folgendes Moränenspektrum: 31, 22, 14, 27.

Die glazialen Formen des südöstlichen Bayerischen Waldes wurden von mir bereits an anderer Stelle beschrieben (P. ERGENZINGER, 1965). Neben den bereits erwähnten Vorkommen im Reschbachtal sind die Moränen im Gegenbachtal unter dem Pleckenstein besonders erwähnenswert.

d) Stauchungserscheinungen und Moränenfetzen in hochgelegenen Terrassen.

Unterhalb der Bereiche mit den beschriebenen Spuren einer Talvergletscherung sind an wenigen Stellen Zeugnisse einer noch weitergehenden Vergletscherung zu finden. Gemeinsam ist diesen Vorkommen ihre Lage in und auf Terrassen.

Durch Bauarbeiten an der Straße Zwiesel—Grafenau in der Kühau an der Kurve bei km 94 entstand in 606 m Höhe ein wichtiger Aufschluß (Abb. 2). Die Basis des Vorkommens liegt etwa 6 m über der Niederterrasse in der Höhe des Bahnkörpers und besteht aus vergrustem Granit mit mehlig-tonigen Feldspaten und verwittertem Glimmer. Darüber folgen über 4 m mächtige gut gerundete Grobschotter mit einer maximalen Länge von 60 cm. Die Schotter lagern sehr fest in rötlichen bis leicht grünlichen Sanden und fetten Lehmen. Entgegen dem fluviatilen Habitus der Gerölle ist ihre Lagerung völlig unregelmäßig. Die Einregelungsmessung ergab die Reihe: 12, 16, 24, 49. Der abnorm hohe Wert der vertikal gelagerten Schotter ergibt eine den Meßreihen in Solifluktsdecken genau spiegelbildliche Verteilung und ist als Grundmoräne zu deuten. Die Zurundung der Schotter und ihre gestauchte Lagerung lassen sich durch die Annahme einer glazialen Überföhrung von fluvialen Schottern deuten.⁴⁾ Vielleicht gehört in diesen Zusammenhang auch der von G. PRIEHÄUSSER beschriebene Aufschluß in der Schotterterrasse bei Ludwigstal (1955, Tafel 3, Fig. 2) mit einer „verschobenen Zersatzscholle zwischen Firneisgrundschuttdecken“.

⁴⁾ In einer Unterredung wies Dr. G. PRIEHÄUSSER darauf hin, daß in der „Kühau“ derartige Aufschlüsse schon mehrfach zu beobachten waren (z. B. am Prallhang des Kleinen Regens unterhalb von Dörfel). PRIEHÄUSSER deutete diese Vorkommen schon immer als Moränen (vgl. PRIEHÄUSSER 1955).



Abb. 2. Straße zwischen Grafenau und „in der Kühau“ (bei km 94; 606 m). Die Aufnahme zeigt in einem Ausschnitt der ca. 1,5 m hohen Aufschlußwand wohlgerundete Gerölle in lehmigem Binde- mittel mit wirrer Lagerung.

Im Tal des Großen Höllbaches wird östlich von Lindbergmühle im bis 6 m hohen Prallhang zwischen der Mündung des Kleinen Höllbaches und der Schwarzen Brücke in etwa 700 m eine Schuttmasse angeschnitten, die auf Grund der Einregelung (25, 18, 19, 25) und der vorwiegend lehmigen Matrix als Grundmoräne anzusprechen ist.

In der „Sandau“ unterhalb des Zwieseler Waldhauses wurzelt ein breiter asymmetrischer Rücken in 660 m Höhe am Südhang des Drähberges. Der Rücken fällt steil zum Großen Deffernik und flach nach W zum Schmelzbach. Ein Aufschluß liegt mitten auf dem Rücken an der Schneise bei P 630,8 in 643 m Höhe. Unter dem abgeräumten Boden lagert über 3 m mächtig ein Gemenge von Schottern, Kiesen und wenig gerundeten Blöcken (Kantenlänge bis zu 60 cm) in lehmiger Packung. Die Einregelungsmessung mit der Reihe 31, 22, 18, 29 und die Form des Rückens weisen auf eine Deutung als Endmoräne hin.

Aus diesen wenigen Befunden folgt, daß unterhalb der dem Talgrund oder der Niederterrasse auflagernden glazialen Akkumulationen weitere Grundmoränenreste auf der ersten Terrasse über der Niederterrasse auftreten. Auf Grund dieser Beobachtungen im Zwieseler Gebiet bin ich geneigt, die untersten Moränenrücken im Reschwassertal gegenüber meinen früheren Ausführungen (ERGENZINGER 1965, 18/19) anders zu datieren. Auch diese Vorkommen liegen über der Niederterrasse und stammen daher wohl ebenso wie die Vorkommen bei Zwiesel aus der nächstälteren Vergletscherungsphase. Nach diesen

Befunden einer sehr weitreichenden Vergletscherung ist es auch möglich, den über 5 m hohen Rücken auf der Saußwasserterrasse bei P 694 für eine weitere derartige Moränenbildung zu halten. Ebenso könnten die tiefliegenden, glazialverdächtigen Formen am Windischbach in 820 m Höhe zu dieser Gruppe gehören.

4. Die Grübenfelder

Als erster untersuchte G. PRIEHÄUSSER (1927 und 1938) die „Grübenfelder“ und deutete alle Vorkommen als Vorzeitformen, die unter dem Einfluß von Gletschern norwegischen Typs (1938, 107) beim Abschmelzen von Toteis entstanden sind (1938, 110). Die Grübenfelder bestehen aus einem engräumigen Nebeneinander von Hügeln, Rücken, Wannern, Trichtern und schmalen kerb- oder sohlenförmigen Tälchen. Die Voll- und Hohlformen erreichen eine Reliefenergie von weniger als 10 m; das größte Grübenfeld ist knapp 300 m lang und etwa 70 m breit und liegt in der „Rannenau“ östlich von Lindbergmühle. Alle Grübenfelder liegen auf Schotterfluren, zumeist in Talweitungen.

PRIEHÄUSSER (1938) veröffentlichte für die folgenden Vorkommen Kroquisaufnahmen im Maßstab 1 : 7 000:

Vorkommen	ungefähre Höhenlage (m)	Höchster Berg des Einzugsgebietes	(m)
Wälle zwischen Unterried und Haberbühl	560	Laubberg ⁵⁾	694
Moosbach südlich des Mooshofes	610—630	Kleiner Arber	1384
„Gschwend“ am Kolbersbach, östl. Lindbergmühle	630—645	Großer Falkenstein	1312
„Rannenau“ westl. des Großen Höllbaches	655—670	Großer Falkenstein	1312
„Kühau“, Mündung Pommerbach/Kl. Regen	605—610	Großer Rachel	1453
Unterlauf des Pommerbaches	605	Kiesrück	1265
Hinzuzufügen sind als weitere Vorkommen:			
Großer Regen zwischen Regenhütte und Gr. Deffernik	605—612	Großer Arber	1456
Mündung Schmelzbach/Gr. Deffernik	625—630	Falkenstein	1312
„Jägerau“, III 10, am Seebach	790—800	Großer Rachel	1453
Schwarzer Kiesgraben bei P 758 an der Gr. Ohe	760	Großer Rachel	1453
„Filzwald“ an der Großen Ohe	745—748	Großer Rachel	1453

Wie diese Aufstellung zeigt, ist eine Abhängigkeit zwischen der Höhe des Einzugsgebietes und der Höhenlage der Grübenfelder nicht festzustellen. Insbesondere widersprechen die Rücken und Wälle bei Haberbühl-Unterried einer derartigen Relation. Gemeinsam ist allen Vorkommen die Lage in Gneisschotterfluren und die Lage im Niveau der Niederterrassen. Außerdem häufen sich die Rinnen und Hohlformen stets am Rand zu höher gelegenen Akkumulationsterrassen und reichen auch nie unter das Grundwasserniveau. Wegen der Lage im Niederterrassenniveau und der scharfen Ausprägung der Kleinformen ist eine präwürmeiszeitliche Anlage für alle diese Kleinformen auszuschließen.

Die von G. PRIEHÄUSSER (1938, 98-100) für die Grübenfelder postulierte Abfolge von 4 Grundmoränen mit 3 zwischengeschalteten Schotter- bzw. Sandlagen ist in einem Aufschluß wohl kaum zu finden. Ein räumlicher Zusammenhang zwischen Grundmoränenablagerung und Grübenfeldbildung ist nach meinen Untersuchungen nur im südlichen

⁵⁾ Bei der Annahme einer Transfluenz von Eis über den niederen Paß oberhalb von Unterried ist der 1285 m hohe Enzian der höchste Gipfel des Einzugsgebietes.

Rachelvorland (P. ERGENZINGER 1965, 13—14, Abb. 2) zu beobachten. Im obersten Grübenfeld (Jagen III 10, $r = 03\ 280$ $h = 24\ 160$) ist folgende Schichtenfolge aufgeschlossen:

- 110 cm lockere, wohlgerundete Schotter mit wenig sandigem Zwischenmittel (Bachschotter)
- 300 cm Gerölle und Blöcke mit Schottern in verfestigtem Lehm mit wenig Sand (Grundmoräne).

In der Umgebung des Aufschlusses treten bis zu 2,5 m hohe drumlinartige Rücken, bis zu 5 m hohe Wälle, abflußlose Hohlformen und geradlinige Kerbtälchen auf.

Überall, wo die Grübenfelder aber aus Kerb- und Sohlentälchen und dazu benachbart liegenden Rücken bestehen, ist allein nach der Form eine anthropogene Bildung derartiger Grübenfelder nicht auszuschließen. Stellenweise drängt sich der Eindruck geradezu auf, daß die Grübenfelder durch einen selektiven Abbau der Niederterrasse über dem Grundwasserniveau erst jüngst entstanden (Moosbach, „Gschwend“, „Kühau“).

Es ergibt sich für die Entstehung der Grübenfelder nur im südlichen Rachelvorland ein räumlicher Zusammenhang mit Grundmoränenvorkommen. Die übrigen Vorkommen sind vielleicht eher als Folgeerscheinung der Quarzsuche der Glashütten zu deuten.⁶⁾ Ein Beweis für eine tiefreichende Vergletscherung ist allein aus der Vergesellschaftung von auffälligen Kleinformen in den Grübenfeldern nicht abzuleiten.

5. Die Verbreitung der riß- und würmeiszeitlichen Vergletscherungsspuren und die Rekonstruktion der klimatischen Schneegrenzen

Die Spuren der ehemaligen eiszeitlichen Vergletscherungen des Bayerischen Waldes ordnen sich in einfaches Schema. Alle Vorkommen, die im Zusammenhang mit der Niederterrasse stehen, zeugen für die würmeiszeitliche Vergletscherung, die Vorkommen auf höheren Terrassen sind als Spuren der rißeiszeitlichen Vergletscherung zu deuten.

Das würmeiszeitliche Alter der Talmoränen oberhalb der Moränenfetzen in den hochgelegenen Terrassen bestätigte die C^{14} -Datierung von Holzresten aus der Grundmoräne bei der Schustersäge. Die Holzreste entstammen einer gestauchten, millimeterdicken Lage der oberen Grundmoräne und befanden sich 2 m unter der Oberfläche. Die Datierung am Naturkundig Laboratorium der Rijks-Universiteit te Groningen (Gr. N. —4406) ergab ein Alter von $40\ 800 \pm 4\ 400 - 2\ 800$ B. P. und muß „wegen der Möglichkeit von Verunreinigung . . . als ein Mindestalter angesehen werden . . .“⁷⁾ Die würmeiszeitlichen Talmoränen entstammen nach dieser Bestimmung aus dem Hochwürm.

Im Areal oberhalb der Karmoränen fehlt die Solifluktsdecke. Die jüngste solifluidale Überformung fand wahrscheinlich während der jüngeren Tundrenzeit statt. Für die Karmoränen ist somit eine Entstehung während der jüngeren Tundrenzeit anzunehmen. Die Blockmoränen sind demnach in die Spätphase der letzten Eiszeit einzuordnen.

Die in Tabelle I durchgeführte Mittelung der Karbodenhöhen des Böhmerwaldes gibt einen ersten Hinweis auf die Höhe der maximalen letzteiszeitlichen Vergletscherung. Um die klimatische Schneegrenze für kleinere ehemalige „Gletscher mit geringem Höhenunterschied zwischen dem untersten Gletscherende und dem höchsten Punkte des Einzugsgebietes“ zu ermitteln, gibt es nach H. LOUIS (1954/55, 416) die Möglichkeit, zwischen den beiden Extremwerten zu mitteln. Da die Höhenunterschiede zwischen diesen Punkten im Böhmer Wald maximal nur etwa 700 m erreichen und auch die längsten würmeiszeitlichen

⁶⁾ Die Untersuchungen von MANSKE und STERNBERG (1965) über die von PRIEHÄUSSER ebenfalls glazial gedeuteten Grübenfelder im Oberpfälzer Wald ergeben auf Grund von Urkunden, Holzkohlefunden und durch die Vergesellschaftung mit Staudämmen und Zuleitungsgräben eine Deutung der Grübenfelder als Seifenhügel des spätmittelalterlichen Erztaubaus.

⁷⁾ Brief vom 31. August 1965 — C 14/98—65.

Gletscher des Bayerischen Waldes (Reschwasser- und Hirschbachgletscher) nur etwa 7 km lang waren, ist diese einfache Methode anwendbar. Ihr Ergebnis ist dem Mittel aus der gemittelten Firnfeldumrahmung und dem Gletscherende vorzuziehen, weil sich der Wert für die Firnfeldumrahmung für die verschiedenen Gletscherstände ändert und die resultierenden Schneegrenzen somit dann nicht mehr voll untereinander vergleichbar sind. Der gegen die einfache Mittelung zwischen dem höchsten Punkt des Einzugsgebietes und dem Gletscherende vielfach erhobene Einwand, daß ein überragender hoher Berg das Ergebnis verzerrt, trifft für die Mittelgebirge nicht zu. Außerdem ergeben sich auch bei der Mittelung der Firnfeldumrahmung entsprechend große Abweichungen, wenn unter einem allgemeinen Gipfelniveau extrem tiefe, ehemals vielleicht sogar vergletscherte Pässe auftreten.

Tabelle 3

Berechnung der Schneegrenze für die wärmeiszeitlichen Gletscherstadien des Bayerischen Waldes mit Hilfe der Mittelung zwischen dem höchsten Berg des Einzugsgebietes und der jeweiligen Höhenlage der Moränen.

T a l	Höchster Berg		Höhenlage der		Blockmoräne	Schneegrenze	Karmoräne	Schneegrenze
	N a m e	m	Tal- moräne	Schneegrenze				
Geigenbach	Gr. Arber	1456	670	1063	810	1138	990	1223
Teufelsbach	Gr. Arber	1456	690	1073				
Seebach	Gr. Arber	1456	714	1085	830	1143	960	1208
Sollerbach	Kl. Arber	1384	710	1047	900	1142		
Steinbach	Enzian	1285	786	1035	940	1112	1030	1207
Bramersbach	Enzian	1285	845	1065				
Hochfallbach	Enzian	1285	800 ?	1042				
Moosbach	Kl. Arber	1384	700 ?	1042				
Rieslochbach	Gr. Arber	1456	695	1072			1020	1238
Kl. Deffernik (Regenhütte)	Hochg'ficht	1330	825	1078				
Höllbach	Lackaberg (im W)	1320	786	1053	930	1125		
Kl. Deffernik (östl. Lindbergmühle)	Lackaberg	1337	740	1038			1080	1209
Kl. Höllbach	Gr. Falkenstein	1315	760	1038	950	1133		
Steinschachten- bach	Kiesrück	1265	850	1058	975	1120		
Hirschbach	Enzianriegel	1304	760	1032	960	1132	1110	1202
Kl. Regen	Gr. Rachel	1453	760	1107	850	1151	1010	1202
Große Ohe/ Seebach	Gr. Rachel	1453	745	1099	910	1182	993	1223
Kl. Ohe	Lusen	1372	780	1076	950	1130		
Sagwasser	Lusen	1372	760	1066	900	1136	1160	1266
Reschwasser	Moorberg	1370	783	1077				
Gr. Schwarzbach	Moorberg	1370			900	1135	1200	1285
Kl. Schwarzbach	Moorberg	1370					1210	1290
Reschbach	Schwarzberg	1314			910	1112		
Teufelsbach	Postberg	1307	883 ?	1095				
Windischbach	Sülzberg	1130		980				
Schimmelbach	Hochkamm	1330	730	1030				
Gegenbach	Pleckenstein	1376	690	1033				
Summe der Reihen:				25459		15891		13553
Arithm. Mittel der Reihen:				1065		1135		1232

Wie Tabelle 3 zeigt, ergibt sich aus der Mittelung zwischen dem höchsten Punkt des Einzugsgebietes und der Höhe der untersten würmeiszeitlichen Moränen für den Bayerischen Wald eine Tiefstlage der würmeiszeitlichen Schneegrenze von ungefähr 1060 m Höhe. Bedeutende Vorstöße erfolgten während des Blockmoränenstadiums bei einer Schneegrenze von ungefähr 1140 m Höhe und im Karmoränenstadium bei einer Schneegrenze von etwa 1230 m Höhe.

Die wenigen rißeiszeitlichen Vergletscherungsspuren erlauben nur eine grobe Annäherung der Schneegrenze. Bei der Anwendung derselben Methode wie für die würmeiszeitlichen Gletscherstände ergeben sich für die Fundpunkte folgende Werte:

Höhe der Moräne	m	Höchster Berg des Einzugsgebietes m	Schneegrenze m
Sandau, Zwies. Waldh.	640	Großer Rachel	1452
Kühau	600	Lackaberg	1337
			1026
			996

Auf Grund der Lage und Form des Gebirges sind die ermittelten Schneegrenzwerte des Bayerischen Waldes am besten mit den entsprechenden Werten des Schwarzwaldes zu vergleichen. PFANNENSTIEL & RAHM (1963) nehmen für den Südschwarzwald ohne genauere Begründung eine Schneegrenze von 750—800 m an, die aber „eher in der Nähe von 800 m“ liegt (1963, 45). Eine Schneegrenzhöhe von 800 m ergab sich nach REICHELT (1960, 98 und 118) im Hotzenwald. Dieser Wert ändert sich auf Grund der jüngsten Untersuchungen nach REICHELT (1966, 117) zumindest für den östlichen Schwarzwald nicht, obwohl in der Abhandlung von PFANNENSTIEL & RAHM eine Schneegrenze von 700 m vertreten wird. Die würmeiszeitliche Schneegrenze sank nach ERB (1948) bis auf 950 m im Südschwarzwald ab und lag im Vergleich zu dem entsprechenden Wert des Bayerischen Waldes (1060) um 110 m tiefer. Die rißeiszeitlichen Schneegrenzwerte differieren aber um maximal 300 m (1000 m : 700 m) oder minimal um 150 m (950 m : 800 m).

Wenn man für die Alpen die alten Schneegrenzwerte von A. PENCK & BRÜCKNER (1909, 492) zugrunde legt (würmeiszeitliche Schneegrenze 1200 m, rißeiszeitliche Schneegrenze 1100 m), so besteht gegenüber den entsprechenden Schneegrenzwerten des Bayerischen Waldes jeweils eine Differenz von etwa 150 m.

Ein Vergleich der süddeutschen Schneegrenzhöhen der Würm- und Rißvergletscherung:

Schwarzwald		Bayerischer Wald	
Riß:	800 m	Riß:	> 1000 m
Würm:	950 m	Würm:	1060 m

Alpen-Nordrand

Riß: 1100 m

Würm: 1200 m

Ob diese Differenzen das Ergebnis unterschiedlicher klimatischer Bedingungen, oder aber nur den unterschiedlichen Stand der speziellen Erforschung spiegeln, ist noch nicht abzusehen.

Literaturverzeichnis

- BAYBERGER, F.: Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde. Die Spuren alter Gletscher, die Seen und die Täler des Böhmerwaldes. Peterm. Mitt., Erg.-Bd. XVIII, 81, 1-63, Gotha 1896.
- BRUSCH, M.: Die Höhenlage der heutigen und der eiszeitlichen Schneegrenze in Europa, Vorderasien und den angrenzenden Gebieten. Diss. Göttingen 1948.
- ERB, L.: Die Geologie des Feldberges. In: K. MÜLLER: Der Feldberg im Schwarzwald, 22-96. Freiburg/Br. 1948.
- ERGENZINGER, P. J.: Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). Berliner geogr. Abh., 2, 1-48, Berlin 1965.

- FRENZEL, B.: Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. I. Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. Mathem.-Naturwiss. Kl., Jg. 1959, **13**, 290-453, Wiesbaden 1960.
- KAISER, K.: Die 11. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung in Nürnberg vom 21.-27. Sept. 1962. Eiszeitalter u. Gegenw., **14**, 227-240, Öhringen 1963.
- KLEBELSBERG, R. VON: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. II. Wien 1949.
- MANSKE, D. & STERNBERG, H.-G.: Über einige Grubenfelder im Oberpfälzer Wald. Beobachtungen an sogenannten Toteisbildungen. Mitt. fränk.-geograph. Ges., **11/12**, 400-414. Erlangen 1965.
- MAULL, O.: Allgemeine Geomorphologie. 2. Aufl., Wien 1958.
- PARTSCH, J.: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands nach fremden und eigenen Beobachtungen. Breslau 1882.
- PENCK, A.: Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. - - Geographische Wirkungen der Eiszeit. Verh. 4. Dt. Geographent. 66-84, München 1884.
- PENCK, A., BÖHM, A. & RODLER, A.: Bericht über eine gemeinsame Exkursion in den Böhmerwald. Z. deutsch. geol. Ges., **39**, 68-77, Hannover 1887.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde., Leipzig 1901-1909.
- PFANNENSTIEL, M. & RAHM, G.: Die Vergletscherung des Wutachtales während der Rißeiszeit. Ber. naturf. Ges., **53**, 5-61, Freiburg i. Br. 1963. - - Die Vergletscherung des Wehratales und der Wiesetäler während der Rißeiszeit. Ber. naturf. Ges., **54**, 209-278, Freiburg i. Br. 1964.
- POSER, H. & HÖVERMANN, J.: Untersuchungen zur pleistozänen Harzvergletscherung. Abh. braunschw. wiss. Ges. **3**, 61-115, Braunschweig 1951.
- PRIEHÄUSSER, G.: Der Bayerische Wald im Eiszeitalter. I. Glaziale Spuren in der Umgebung des Großen Arbersees. Geogr. Jh., **40**, 133-150, München 1927. - - Die Eiszeit im Bayerischen Wald. Abh. geol. Landesuntersuchg. bayer. Oberbergamt, **2**, München 1930. - - Eiszeitliche Toteisbildungen im Bayerischen Wald. Zs. Gletscherkde, **26**, 97-111, Berlin 1938. - - Der Nachweis der Eiszeitwirkungen im Bayerischen Wald mit Hilfe von Schuttausbildungen. Geol. Bl. NO-Bayern, **1**, 81-91, Erlangen 1951. - - Störungen im Zersatz kristalliner Gesteine unter eiszeitlichen Schuttdecken im Bayerischen Wald. Geol. Bl. NO-Bayern **5**, 97-109, Erlangen 1955.
- RATHSBURG, A.: Die Gletscher des Böhmerwaldes zur Eiszeit. **22**. Ber. naturwiss. Ges., 65-161, Chemnitz 1928. - - Neue Beiträge zur Vergletscherung des Böhmerwaldes während der Eiszeit. Mitt. Ver. Erdk., 1929, 65-161, Dresden 1930. - - Die Gletscher der Eiszeit in den höheren deutschen Mittelgebirgen. Firgenwald, **5**, 5-25, 65-77, 103-113; **6**, 96-112, 126-127; **7**, 35-42, 77-107, 148-158; **8**, 67-84, Reichenberg 1932-1935. - - Stand und Aufgaben der Eiszeitforschung in den deutschen Mittelgebirgen. Zs. Erdk., **5**, 721-734, Breslau 1937.
- REICHEL, G.: Zur Frage pleistozäner Vergletscherung im Harz und Thüringer Wald. Erdk., **18**, 62-65, Bonn 1964. - - Neuere Beiträge zur Kenntnis der Vergletscherung im Schwarzwald und den angrenzenden Gebieten. Schr. Ver. f. Gesch. u. Naturgesch. der Baar und der angrenzenden Landesteile in Donaueschingen, **26**, 108-122. Donaueschingen 1966.
- SEKYRA, J.: Působení mrazu na pudů Kryopedologie se zvláštním zřetelem k ČSR. Geotechnica, **27**, 1-164, Prag 1960. - - Frostactions on the ground with special reference to Czechoslovakia. Publ. Acad. Sc. Tschécoslovaquie, Prag 1960. - - La carte périglaciaire du Massif Bohémien. Biul. Perygl., **10**, 43-52, Lodz 1961.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. 2. Bd., 2. Aufl., Stuttgart 1958.

Manusk. eingeg. 11. 2. 1967.

Anschrift des Verf.: Dr. Peter Ergenzinger, 1 Berlin 41, Grunewaldstr. 35, II. Geogr. Institut der Freien Universität.

-  Maximalausdehnung der würm-
eiszeitlichen Vergletscherung
-  Kar (Karbodenhöhe unter Nr.3 in der Tabelle I)
-  Karoid
-  Glazial überformter Quelltrichter
-  Steilhängiges Muldental
-  Glazial geformte Hangleiste
-  Rißeiszeitliche Moräne
-  Rißeiszeitliche Grundmoräne
-  Würmeiszeitliche Talmoräne
-  Würmeiszeitliche Blockmoräne
-  Würmeiszeitliches Blockmoränenfeld
-  Würmeiszeitliche Karmoräne
-  Würmeiszeitliches Karmoränenfeld
-  Wichtige Aufschlüsse
-  Grubenfeld
-  Staatsgrenzen

Legende zu der beigehefteten Karte.