

Abhandlungen
der Geologischen Landesuntersuchung
des Bayerischen Oberbergamtes
H e f t 2

Die Eiszeit
im Bayerischen Wald

Von
Georg Priehäuser

M i t 5 T a f e l n

Herausgegeben vom Bayerischen Oberbergamt
M ü n c h e n 1930

Inhaltsübersicht.

Die räumliche Ausdehnung der Vereisung.

Seite

1. Die Ausdehnung der Erscheinungen um den Großen Arbersee im Bayerischen Wald	5
2. Endmoränenspuren unter 600 m Höhenlage:	7
Eiszeit Spuren im Gebiet von Aden, Sohl und Sallitz bei Regen	7
Eiszeit Spuren bei Saulburg	11
Zusammenstellung der Endmoränenspuren	13
3. Weitere Eiszeit Spuren im Bayerischen Wald:	14
Die Lößvorkommen	14
Eiszeit Spuren im Regen- und Rothbachtal	16
Blockmeere, Blockströme und Fließerden	18
Zusammenfassung über die räumliche Ausdehnung der Vereisung	23

Die zeitliche Ausdehnung der Vereisung.

1. Die zeitliche Gliederung	24
2. Vergleich mit der alpinen zeitlichen Gliederung	27
3. Der Ausdruck der zeitlichen Gliederung in den Lößvorkommen bei Straubing	28
Zusammenfassung der zeitlichen Gliederung	30

Eiszeitliche und voreiszeitliche Geländeformen im Bayerischen Wald.

1. Eiszeitliche Formen	31
Schuttformen, Grund- und Moränenschutt	31
Felsformen	32
Hohlformen und Becken	32
2. Geländeformen im unvereisten Gebiet	32
Schuttbildung, Felsformen, Hohlformen, Gipfformen, Hangformen	33
3. Formen des nicht vereisten Gebietes im vereisten Gebiet	34
Die vereisten Verebnungsflächen um Saulburg und Wiesenfelden	34
Weitere Verebnungsflächen im Gebiet	35
4. Die Seekarbildung	37
Die voreiszeitlichen Geländeformen in den Seekargebieten	37
Wirkungen der Eisvorstöße in diesen Formen	39
Die voreiszeitlichen Geländeformen und ihre besondere Bedeutung für die Ausformung der einzelnen Kare	39
Zusammenfassung	41
Gesamtergebnis	41

Anhang.

1. Übersicht über die Bodenunterlagen	42
2. Übersicht über die Beobachtungen der Wasserverhältnisse	44

Schlußbemerkung	46
---------------------------	----

Schriftquellen	47
--------------------------	----



Die räumliche Ausdehnung der Vereisung im Bayerischen Wald.

I. Die Ausdehnung der Erscheinungen um den Großen Arbersee im Bayerischen Wald.

In der Abhandlung „Der Bayerische Wald im Eiszeitalter“. Glaziale Spuren in der Umgebung des Großen Arbersees (Geognostische Jahreshefte, 40. Jahrgang, 1927. München, Piloty & Loehle) wurde die Tatsache der Vereisung überhaupt festgestellt, deren Spuren beschrieben und deren Ausdehnung im Gebiet des Großen Arbersees dargelegt.

Die Mächtigkeit der Vereisungszeugen weist darauf hin, daß die Vereisung nicht bloß auf das verhältnismäßig kleine Gebiet um den Arbersee beschränkt war, sondern daß sie von größerer Verbreitung im Gebiet gewesen sein mußte.

Die nächsten Untersuchungen erstreckten sich darum auf das ganze Gebiet des Bayerischen Waldes, insbesondere auf die Umgebung der Seen desselben. Hier wurde in gleicher Weise vorgegangen wie bei der Darlegung der Eiszeitspuren im Bereiche des Großen Arbersees.

Die Untersuchungen an sämtlichen Seen des Bayerischen Waldes ergaben das grundsätzlich gleiche Bild. Die wesentlichen Erscheinungen wurden zum Vergleich in einer Übersichtstafel zusammengestellt. Für die völlige Genauigkeit der Zahlenangaben kann keine Gewähr übernommen werden, da den zur Verfügung stehenden Karten: Topographischer Atlas 1:50000, Reichskarte 1:100000, österreichische Karte 1:75000 nicht immer genaue Angaben entnommen werden konnten. Aus der Übersicht läßt sich entnehmen:

1. Sämtliche Seen besitzen grundsätzlich den gleichen Bau: Seewand, Seebecken, Seebachtal mit ziemlich gleichförmigem Gefäll;
2. Die Abdämmung der Seen erfolgt durch mehr oder minder ausgedehnte Moränengürtel, die sich, rückschreitend, immer enger bogenförmig um das Seengebiet legen;
3. Die unterste See-Endmoräne ist stets mehrere hundert Meter vom Seebecken entfernt. Die tiefste Lage wird mit 830 m erreicht;
4. Der mittlere Firngürtel liegt bei allen Seen zwischen 1000 und 1100 m;
5. Sämtliche Seen liegen im Gebiet der höchsten Erhebungen (1300 bis 1455 m) in Höhenlagen zwischen 900 und 1100 m;
6. Die Lagen der Kare schwanken zwischen N. und SO.;
7. Die Kare sind nicht an bestimmte Gesteinsarten gebunden.

Nach erbrachtem Nachweis für die eiszeitliche Entstehung des Großen Arbersees darf für die übrigen Seen die gleiche Art der Entstehung angenommen werden, da sie die gleichen Erscheinungen zeigen. Die Gleichheit der Firngürtellage zwischen 1000 und 1100 m spricht auch für eine gleichzeitige Entstehung der Seen.

Sämtliche Seen des Bayerischen Waldes sind eiszeitlichen Ursprungs und sind gleichzeitig entstanden durch eine Vereisung, deren mittlerer Firngürtel zwischen 1000 und 1100 m lag.¹⁾

Schräge Hangstufen wie im Arberseebach-Tal finden sich unter gleichen Verhältnissen im ganzen Gebiet. Ihr Auftreten ist aber nicht abhängig von dem Vorhandensein eines Sees im Talschluß. Von gleicher Ausdehnung sind die Vorkommen der wagrechten Hangstufen, besonders in Stufenkaren. Die Gesamtheit der Stufenbildungen läßt an allen größeren Beobachtungsstellen deutlich zwei Gruppen erkennen: eine in Höhenlage zwischen 600 und 700 m, eine zweite zwischen 800 und 900 m.

Die Stufenerscheinungen sind auch nicht an eine bestimmte Lage gebunden; sie finden sich in jedem zur Bildung geeigneten Gelände. In den nördlichen und östlichen Lagen aber sind sie besser ausgebildet und treten deutlicher hervor. Nur die Seekare, die durch bedeutende Eismassen entstanden sind, sind auf bestimmte Lagen, N. bis SO., beschränkt. Das Nichtvorhandensein von Seekaren in den übrigen Lagen, S. und W., beweist aber noch nicht, daß in ihren Hohlformen keine Firn- und Eisbildung stattgefunden hat.

Es zeigte sich, daß in allen Höhenlagen von 600 bis 1400 m, besonders aber in den Quellzirken²⁾ und Hochtalmulden eiszeitliche Schuttbildungen in Form von Grund-, End- und Seitenmoränen und Hangstufen auftreten, jedoch nicht in der schönen Form wie an den Seen; stets aber weist echter Grundmoränenschutt auf eiszeitliche Tätigkeit hin. Die kleinen Gehängetalchen sind durchwegs als Stufenkare ausgebildet. Die Stufen bestehen aus Grundmoränenschutt, die Felsunterlage ist in vielen Fällen frisch im Anbruch und zeigt dann Rundhöckerformen (Quellgebiet der Zwiesler Wasserleitung).

Entsprechend den Seemoränenbildungen liegen in weit hinaufreichenden Tälern am Firnbereich zwischen 1000 bis 1100 m ebenfalls Moränen, die gleichfalls auf vordringendes Eis hinweisen (Schwarzachtal). An flacheren Hängen bleiben die dazugehörigen Stufen etwas zurück und verlaufen in höheren Lagen im Gelände. Steilere Hänge, vor allem in

¹⁾ Nach Erscheinen der Arbeit des Verfassers „Glaziale Spuren in der Umgebung des Großen Arbersees“ erschien von Dr. A. RATHSBURG im 22. Bericht der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Chemnitz eine Abhandlung über „Die Gletscher des Böhmerwaldes in der Eiszeit“, in der ebenfalls der eiszeitliche Ursprung der Seekare nachgewiesen und die Ausdehnung der Seemoränen beschrieben wird. Die Ergebnisse von A. RATHSBURG können vom Verfasser auf Grund jahrelanger Beobachtungen in vollem Umfange bestätigt werden.

²⁾ Größere, kesselartige Talschlüsse mit Quellen und Quellnischen.

S.-Lagen, zeigen keine Grundmoränenschuttbedeckung, sondern Blockmeere (s. S. 18—22).

Die in allen Lagen gefundenen Vereisungsspuren an Hängen und in allen Tälern zwischen 600 und 1400 m beweisen, daß dort nicht nur die Gebiete um die Seen vereist waren, sondern das ganze Gebiet. Karbildungen, gut und schlecht ausgebildete und Anfänge davon, besonders in Quellzirken, finden sich in allen Lagen. Sie sind alle aus Quellzirken hervorgegangen.

Die bessere Ausbildung der Seekare und Stufenkare in N.- und O.-Lagen beruht auf der Anhäufung und Erhaltung des Firnschnees in diesen Lagen.

2. Endmoränenspuren unter 600 m Höhenlage.

Die Spuren der Vereisung im Gebiet des Bayerischen Waldes wurden bisher nur bis zu Höhenlagen um 600 m herab verfolgt. Die unterste Grenze aber ist damit noch nicht erreicht.

An zwei bezeichnenden Beispielen sollen nun die am tiefsten gelegenen Eiszeitspuren erläutert werden.

1. Eiszeitspuren im Gebiet von Aden, Sohl und Sallitz bei Regen.

Die Umgrenzung des Gebietes ist aus der Kartenskizze (Taf. 1) zu entnehmen. Die größten Höhen, zwischen 700 und 750 m, liegen am Pfahl, während die übrigen Höhen zwischen 600 und 650 m betragen.

Das Gebiet gliedert sich in zwei ungleich große Mulden mit einem gemeinsamen Ausgang.

Die Adener-Mulde hat im NW.-Teil eine Höhe von 589 m, am Ausgang etwa 560 m. Die kleinere Sohler-Mulde liegt etwas tiefer und mißt am Muldenende bei Beginn des gemeinsamen Hauptausganges etwa 550 m Höhe.

Die Lage der Haupthänge (Pfahl und Laubberg-N.) ist Nordost, die der Talmulden Südost. Das enge Verbindungstal zwischen beiden Mulden verläuft unmittelbar nach Norden, der gemeinsame Ausgang nach Nordosten.

Die Neigungen der Hänge betragen:

Pfahlhöhe — Talsohle Aden	10,5 %
Laubberg — Sohler-Mulde	7,0 %
Irlberg — Punkt 589	10,5 %
Arnetsried Punkt 625 — Punkt 589	5,0 %
Punkt 589 — Bachübergang unter Aden	2,0 %
Pfahlhöhe 750 m — Punkt 625	15,0 %
Punkt 546 — Regen etwa 520	7,0 %
Mittlere Neigung der Muldensohle	2,0 %
Mittlere Hangneigung am Pfahl	10,5 %
Muldenausgang zum Regen	7,0 %

Übersicht über die Verhältnisse in den Seekaren.

Nr.	Name	Seewand							See			Piedmontflächen-Reste				
		Lage nach	Absolute Höhe (m)	Relative Höhe (m)	Wagrechte Länge (m)	Neigung (°/o)	Gesteinsart	Höhenlage	Größe (ha)	Größte Tiefe (m)	Untere Moränen-Grenze (m)	Zahl d. Piedmontflächen-Reste m. See	Höhenlage d. Piedmontfläche (m)	Seewand-Piedmontflächen-Reste (m)	Seewand-Piedmontflächen-Reste d. Gipfels (m)	
1	Großer Arbersee	O SSO	1346 1455 Arber	412 521	650 1800	63,3 28,9	g [*] g	934,4 —	6,85 —	15 —	850 —	4 5	1020 1020	1120/1220/1320 1120/1220/1320/1420	1320 1420	
2	Kleiner Arbersee	N	1271 Bankl	351	1150	30,5	g	919,6	2,45	rd. 6	830	4	930	1020/1120/1220	1220	
		NW	1455 Gr. Arber	536	1500	35,7	g	—	—	—	—	6	930	1020/1120/1220/1320/1420	1420 Gr. Arber	
		NO	1390 Kl. Arber	471	1150	40,9	g	—	—	—	—	5	930	1020/1120/1220/1320	1320 Kl. Arber	
3	Rachelsee	O	1454 Rachel	387	900	43	g	1067	3,74	13,5	870	4	1120	1220/1320/1420	1420	
		SO	1352 Punkt	285	550	51,8	g	—	—	—	—	3	1120	1220/1320	1320	
4	Alter See, Rachel	SO	1454	314	rd. 700	47,7	g	1120	—	—	—	4	1120	1120/1320/1420	1420	
5	Rachel-Kar (N)	N	1401 Kl. Rachel	333	1100	30,2	g	rd. 1050	—	—	—	4	1120	1220/1320/1420	1420	
6	Schwarzer See	NO	1270 Zwergack	262	650	40,3	gl [*]	1008	18,41	40	830	3	1020	1120/1220	1220	
		N	1343 Seewand	333	800	41,2	gl	—	—	—	—	4	1020	1120/1220/1320	1320	
7	Teufelssee	SO	1343	313	800	39,1	gl	1030	9,71	36	rd. 950	4	1020	1120/1220/1320	1320	
8	Lakkasee	NO	1344	248	1075	23	g	1096	2,53	rd. 4	1025	3	1120	1220/1320	1320	
9	Stubenbacher See	NO	1252	173	500	34,2	g+G [*]	1079	3,57	15	1020	2 (3)	1120	1220 (1320 mit Mittagsberg)	1220 (1320)	
10	Alte Schwelle	NO	1314	204	675	30,2	g	1110	—	—	1020	3	1120	1220/1320	1320	
11	Plöckenstein-See	NO	1378	288	502	57,5	G	1090	6,05	18,5	930	3	1120	1220/1320	1320	

^{*}) g = Gneis; — gl = Glimmerschiefer; — G = Granit.

Das Adener Muldengebiet umfaßt	3,15 qkm
Das Sohler Muldengebiet umfaßt	0,97 „
Das ganze Gebiet	4,12 „

Im Adener Gebiet lassen sich folgende Geländeformen unterscheiden:

a) Der steiler ansteigende Pfahlhang mit einem Gefällsbruch um 600 m.

Unterhalb des Gefällsbruches beobachten wir einige Stufenzirken mit Quellgebiet. Oberhalb des Gefällsbruches in einer mittleren Höhe von 630 m liegt eine bedeutend weniger geneigte Verebnung. Der Pfahlrücken erhebt sich über die Verebnung mit ausgesprochenen Formen der absteigenden Entwicklung (nach W. PENCK). An diesen Stellen tritt das Pfahlriff in Erscheinung. Die 630 m-Verebnung ist in Resten im ganzen Adener Gebiet nachzuweisen (Höhen um 600 bis 630 m).

b) Die Mulden.

Die Muldenböden haben in ihrer größten Ausdehnung ein Gefälle von 2 ‰, das dem kleinstmöglichen Gefälle im Sinne der Abtragungsvorgänge nach W. PENCK sehr nahe kommt. Der SW.-Hang des Laubberges zeigt auf kürzerer Strecke noch aufsteigende Entwicklung.

c) Die Rücken.

Diese zeigen gerundete, flache Formen, soweit sie innerhalb der 630m-Verebnung liegen. Frischer Fels steht hier nicht an. Aufschlüsse auf den Rücken lassen eine tiefgehende gänzliche Verwitterung der Gesteine erkennen (Granit, Gneis bei Sallitz, Sohl, Laubberg).

Einzelstehende Berge innerhalb der 630 m-Verebnungsfläche haben ausgesprochen flache Kuppenform und sind ebenfalls tiefgehend verwittert.

d) U-förmige Täler.

Zwischen der Adener- und der Sohler-Mulde bildet ein ziemlich enges Tälchen die Verbindung mit einem Gefällsbruch gegen die Sohler-Mulde. Der Talboden ist flach bis auf den Wasserriß am Ausgang. An den anschließenden Talhängen bemerkt man aufsteigende Entwicklung (U-Form).

Der gemeinsame Ausgang beider Mulden erfolgt in einem engen Tälchen mit U-Form und Gefällsbruch zum Regen.

Am Ausgang zum Regen zieht sich quer über das Tälchen ein mächtiger Wall, der gegen den Regen zu steil abfällt und mit ziemlich vielen großen Felsblöcken besät ist. Gegen S. ist der Wall nicht so schön ausgebildet; er geht hier in eine flach im Gelände verlaufende Stufe über. Der Grund des U-förmigen Tälchens ist flacher und von einem Wasserriß durchzogen. Die Bacheintiefung ist hier bis zum frischen Gestein vordrungen und hat dieses stellenweise bloßgelegt.

Der Wasserriß, bei der Bachmühle beginnend, gewährt Einblick in den Bau des mehrere Meter tief aufgeschlossenen Bodens. Hier zeigt sich wirklicher Grundmoränenschutt in schöner Ausbildung, der unmittelbar auf frischem Fels aufliegt. Die Felsoberfläche unter dem Schutt ist gut gerundet und geglättet. Es liegen hier also Rundhöcker vor.

Der große Wall am Ausgang zum Regen ist demnach eine Endmoräne, die vielen aufliegenden Felsblöcke stellen Irrblöcke dar. Die Ausbildung der Endmoräne ist einseitig; am südlichen Talhang ist sie als Hangstufe ausgebildet. Im Bachlauf ist die Grundmoräne ausgewaschen und bildet ein Blockmeer. Dieses dehnt sich auch noch vor der Endmoräne aus und schiebt sich ein gutes Stück in das Regenbett vor, so daß hier eine Verengung desselben herbeigeführt wurde, die der Regen bisher noch nicht beseitigen konnte. Im Regen selbst liegen noch große Felsblöcke. Die Talhänge zeigen vom Moränenboden ab stärkeres Gefälle, das Tal ist U-förmig gestaltet.

Im Verbindungstal zwischen Adener und Sohler Mulde ist ebenfalls Grundmoränenschutt aufgeschlossen; am Ausgang zur Sohler Mulde liegen zahlreiche Irrblöcke, während sonst in dem ganzen Muldengebiet kaum ein Felsstück anzutreffen ist.

Der NW.-Hang der Höhe 611 m bei Sallitz ist teilweise mit verstreuten Felsblöcken bedeckt. Der sonst überall sehr mächtige Verwitterungsschutt ist hier zum größten Teil abgetragen.

Die Aufschlüsse in den Stufenzirken am Pfahlhang zeigen Grundmoränenschutt. Der Talboden der flachen Mulde bei Aden ist fast ganz steinfrei und weist nachstehende Schichtenfolge auf: Feiner Lehm, fast steinfrei, 0,75 bis 1,0 m; darunter eine Schotter-schicht mit teilweise gerundeten Gesteinen, hauptsächlich Pfahlquarz.

Das Adener Gebiet stellt nach den eiszeitlichen Spuren zu schließen ein geschlossenes Firngebiet dar mit einem Einzugsgebiet von rund 4 qkm, an dessen unterstem Ausgang eine gut ausgebildete Endmoräne liegt (in der Höhenlage von rund 515 m aufwärts).

Damit erweitert sich die untere Grenze der Eiszeitspuren bis zu einer Höhenlage von 515 m.

Die Begehungen zeigten, daß sich am Ausgang ähnlich gebauter flacher Muldengebilde die gleichen Erscheinungen beobachten lassen wie bei Aden am Regen, jedoch nicht immer in der schönen Ausbildung wie dort (Klaftermühle, Reisachmühle usw.).

Die Grenze der eiszeitlichen Spuren von 515 m Höhenlage ist also ebenfalls von flächenhafter Ausdehnung im Bayerischen Wald. Die Höhenlagen dieser Spurengrenze schwanken zwischen 515 und 580 m, je nach Größe des Firngbietes und der Neigung des Geländes, so daß der mittlere Firngürtel zwischen 550 und 600 m liegend angenommen werden darf.

Südlich der Adener Ausgangsmulde bei Sallitz liegt eine kleinere Mulde mit W.-O.-Richtung, Ausgang zum Regen, der sogen. Dobel.

Die Grenze der Moränenstufen liegt bei rund 539 m (Punkt) Höhe. Abwärts bis zum Regen ist die sehr flache Mulde fast durchwegs mit echtem, vollkommen steinfreiem Lößlehm bedeckt.

Ein günstiger Umstand ermöglichte hier die Aufnahme einer tiefer gehenden Schichtfolge (Taf. 5b). Zu oberst vollkommen kalk- und steinfreier Lößlehm. Er hat sein ursprüngliches Aussehen gut erhalten, zeigt aber deutliche Rostflecken und in den Klüften Neubildung von Ton. Darunter folgt ein sehr stark eisenschüssiger Schotterstreifen mit viel Rollsteinen. Unter diesem liegt eine 10—20 cm mächtige, heller gefärbte Schichte Lößlehm. Dieser läßt stellenweise Ausbleichungs- und Verschwemmungsspuren erkennen. Unter dem Lößlehm liegt echter Grundmoränenschutt, der gut ausgebildet und hart wie Beton ist. Der Bachausnagung leistet er starken Widerstand. Die Mächtigkeit des Grundmoränenschuttess konnte nicht festgestellt werden; nach 1 m Tiefe wurde er noch nicht durchstoßen. Die Hauptgesteine der Grundmoräne sind Pfahlquarz, Pfahlschiefer und andere Pfahlgesteine. Der Pfahl befindet sich in größerer Entfernung. Weiter aufwärts liegen im Bachbett größere ausgeschwemmte, fast gänzlich aus Pfahlquarz bestehende Schotterhaufen. Das Schotterfeld ist auf der Karte besonders hervorgehoben. Diese Quarzschotter wurden von den Einwohnern vielfach zum Straßenbau verwendet. Lößlehm fehlt an diesen Stellen.

Im Übergangsbereich der Lößlehmbedeckung in die Grundmoränenstufen des 520—600 m-Gürtels bei Punkt 539 m Höhenlage zeigt sich, daß die Moräne über den Lößlehm hinweggegangen ist und diesen teilweise als Bestandteil des Moränenschuttess aufgenommen hat.

Aus dem Sallitzer Schichtenaufschluß ersehen wir:

1. Die Lößlehmdecke ist älter als der Moränenschutt von 539 m aufwärts;
2. Der eisenschüssige Schotterstreifen mit Rollsteinen weist auf länger dauernde Tätigkeit strömenden Wassers hin. Die Rostspuren sind ein Zeichen feuchter Witterungsverhältnisse;
3. Der untere Löß ist älter als der obere Löß und die Schotterdecke;
4. Das älteste Glied des Aufschlusses, dessen Höhenlage etwa 515 bis 520 m beträgt, ist die Grundmoräne.

Die Endmoränen um 520 m stellen wohl das Ende eines Eisvorstoßes dar, bilden aber nicht die am tiefsten liegenden Eiszeitspuren.

Als weiteres Untersuchungsgebiet wurde ein Gelände am Rande des Bayerischen Waldes gewählt, da nur hier die Möglichkeit bestand, noch tiefer liegende eiszeitliche Spuren zu erfassen. Es wurde das Gebiet bei Saulburg, 15 km von Straubing an der Straße nach Wiesenfelden gelegen, untersucht.

2. Eiszeitspuren bei Saulburg.

Umgrenzung und Gliederung des Gebietes sind aus beiliegender Kartenskizze zu entnehmen.

Die höchste Erhebung mit 676 m liegt im Frather Eck. Die Talhöhe bei Saulburg und Grabmühle beträgt 353 m, Vogelsang gegenüber 415 m, bei Auenzell 474 m, zwischen Hohe Rieden und Hauptenberg 610 m.

Die Lage des kleinen Firngebietes ist Ost (Taf. 2). Es umfaßt etwa 0,7 qkm.

Im Gelände können wir folgende Formen erkennen:

1. In der Höhenlage von 475 m am Ausgang der Mulde türmen sich wulstartige Hangabschnitte aufeinander, bedeckt von einzelnen Blöcken aus frischem Gestein (Granit). Abwärts sind frische Felsblöcke überhaupt nicht mehr zu finden, in tieferen Aufschlüssen höchstens nur ganz verwitterte Gesteinstrümmer. Die wulstigen Hügel bestehen, wie ein Aufschluß zeigt, aus Granitschutt. Der Schutt enthält eine Menge größerer und kleinerer Gesteinstrümmer, die teilweise gut gerundet sind; sie stecken in einer lehmigsandigen Grundmasse. Nach Form und Art der Schutthügel, nach ihrer gänzlichen Verschiedenheit im Vergleich zu den übrigen Geländeformen, besonders weiter talabwärts, können sie nur als Endmoräne gedeutet werden.

Aufwärts schließt sich an die Moränenzone eine ziemlich flache, stark vermoorte, breite Mulde von sehr geringem Gefälle an. Im Westen in einer Höhenlage von rund 530 m aufwärts, bei Beginn des steileren Geländes, wiederholen sich Bildungen wie bei 480 m. Sie tragen ebenfalls Felsblöcke. Die unteren Bildungen zeigen im Gegensatz zu den oberen deutliche Auswaschungsspuren. Letztere sind zweifellos jünger. Weiter aufwärts reihen sich bezeichnende Stufen an, wie sie in der Arbeit „Glaziale Spuren in der Umgebung des Großen Arbersees“ beschrieben wurden. Der Osthang der Höhe 676 m und der Rücken N. der Mulde sind mit Felstrümmern bedeckt.

An das obere und untere Moränengebiet schließen sich beiderseits ausgeprägte Stufen an. Nach Norden verlaufen diese mit Unterbrechungen quer über das Tal des Auenzeller Baches. Beim Talübergang zeigen sich die gleichen Erscheinungen wie in der beschriebenen Mulde, zwei Moränenstufen, die untere in 500 m, die obere in 580 m Höhenlage.

Die untere Stufe ist stark ausgewaschen und blockreicher als die obere. An beide Stufen schließt sich eine flache Mulde an, während das Tal unterhalb der Stufen scharf eingeschnitten ist.

An den unteren Stufenknickanten tritt überall Wasser aus. Beide Moränenstufen zeigen in den Talmulden ein Vordringen an. Sie sind nicht gleichzeitig entstanden, sondern gehören verschiedenen Vorstößen an. Dafür spricht die starke Auswaschung der unteren Moräne, die bei der oberen nicht zu finden ist. Lößlehm wurde in der Umgebung der Moränen nicht festgestellt.

Trotz eines größeren Einzugsgebietes und größerer Höhenlage der Hänge reichen die Moränen im Adener Gebiet nur bis rund 525 m herab. Die Saulburger Mulde umfaßt aber kaum den 6. Teil des Adener Einzugs-

gebietes. Das Gefälle ist nicht größer. Die 480 m-Moräne kann also auch aus diesem Grunde nicht dem Adener Vorstoß zugeordnet werden. Der Adener Moräne entsprechen die Moränen von Saulburg in etwa 550 m Höhenlage. Noch tiefer als die Adener Moräne liegt bei Sallitz eine ältere Grundmoräne unter Lößlehm. Die untere 475 m-Moräne bei Saulburg muß also der Grundmoräne bei Sallitz entsprechen.

Die Moränengruppen bei Saulburg gehören infolgedessen zwei verschiedenen Vorstößen an.

Eine Begehung des Ostrand des 650 m-Verebnungsfläche bei Wiesenfelden ergab, daß sich, besonders in den Mulden mit Ostlage, die gleiche Zweigliederung der Moränenspuren vorfindet, mehr oder minder gut ausgebildet, je nach den Geländebeziehungen. Erleichtert wird das Auffinden des Moränenschuttbereiches durch die Art der Wasserverhältnisse. Sämtliche nennenswerten Quellgebiete liegen im Grundmoränenschutt, während im nicht vereisten Gebiet die Quellen sehr spärlich sind.

Unterhalb des Moränengebietes um 475 m hat das Gelände in Bezug auf Kleinformen ein wesentlich anderes Gepräge wie im vereisten Gebiet. Es fehlen die frischen Gesteinsstücke. Der sichtbare anstehende Fels ist gänzlich verwittert und versandet und fast durchwegs rostbraun gefärbt. Auf den Bergrücken von 480 m abwärts ist nirgends frischer anstehender Fels aufgeschlossen. Die Aufschlüsse lassen eine tiefgehende Verwitterungsschicht erkennen, die erst allmählich in festes Gestein übergeht, während die über 480 m liegenden Gipfel in der Regel von frischem Fels gekrönt sind.

In dem Raum zwischen 420 und rund 330 m Höhenlage sind die Täler scharf eingeschnitten, eng und schmal; von 330 m abwärts werden sie breiter und flacher. Hier weisen die Hänge der engen Täler ganz junge, stark ausbuchtende Formen auf. Von 420 m aufwärts werden die Täler wieder flacher, verengen sich dann bei etwa 520 m wieder und gehen nach einem Gefällsbruch neuerdings in flache Mulden über.

Ein besonders bezeichnendes Muldengebiet ist das Gelände um Wiesenfelden mit einer mittleren Höhenlage von 630 m. Eiszeitliche Spuren sind hier deutlich nur in den etwas steileren Muldenschlüssen zu beobachten in Form von Irrblöcken.

Die unterste Grenze der Vereisungsspuren liegt im Gebiet um etwa 480 m Höhenlage. Weiter abwärts sind keinerlei Vereisungsspuren mehr aufzufinden. Sämtliche Aufschlüsse zeigen hier den gewöhnlichen Verwitterungsschutt des anstehenden Gesteins.

Zusammenstellung der Endmoränenspuren:

1. Bereich der Seemoränen 830 bis 1100 m
2. Das Moränenstufengebiet zwischen 800 und 900 m und 600 und 700 m
3. Das Endmoränengebiet zwischen 520 und 580 m
4. Der unterste Moränengürtel zwischen 480 und 520 m

Eisvorstöße zeigen an:

1. Die Seemoränen;
2. Die Endmoränenzone um 520 m;
3. Die Endmoränenzone um 480 m.

Die Moränenstufengürtel (schräge Hangstufen usw.) stellen Rückgangsstufen dar. Der 480 m-Endmoränenstreifen stellt im Gebiet die unterste Grenze der Vereisung überhaupt dar. Das nichtvereiste Gebiet unter 480 m Höhenlage umfaßt nur einen geringen Teil des ganzen Waldgebietes.

3. Weitere Eiszeitspuren im Bayerischen Wald.

1. Die Lößvorkommen.

Bei der Beschreibung des Profils von Sallitz wurde bereits auf Lößbildungen hingewiesen. Hier liegen zweierlei Löss übereinander, getrennt durch eine Schotterschicht. Über den oberen Löß ist von Punkt 539 m aufwärts ein Eisvorstoß hinweggegangen und hat diesen in den Grundmoränenschutt aufgenommen. Diese Erscheinung ist wiederum nicht örtlicher Natur, sondern von großer Ausdehnung im Gebiet.

In einigen Aufschlüssen der Grundmoräne an der Straße Regenhütte—Arbersee und Regenhütte—Seebachschleife wurden in dem harten Grundmoränenschutt große Brocken von reinem Lößlehm gefunden. An manchen Stellen konnten Vermischungstreifen mit Grundmoränenschutt beobachtet werden. Der Lößlehm zeigt in gleicher Weise wie der Grundmoränenschutt Druckspuren in Form schwacher Schieferung.

Die Untersuchungen im Regental bei Ludwigsthal, Theresienthal, Zwiesel und anderen Orten ergaben, daß der Regen von mehr oder minder gut erhaltenen Lößterrassen begleitet wird. Der Löß ist stellenweise kaum mit Gesteinstrümmern durchsetzt. Bei den in der Nähe von Ludwigsthal vorgenommenen Bohrungen wurde eine Lößmächtigkeit bis zu 3,50 m gefunden. Alle ausgedehnten Lößvorkommen liegen in NW.-Lage. Viele Aufschlüsse zeigen, daß der in den Bereich der Grundmoränenbewegung gekommene Löß mit der Grundmoräne vertragen wurde. Derartige Löß wird im nachfolgenden stets als „Vertragener Löß“ bezeichnet.

Bei Theresienthal zeigt sich gut aufgeschlossen nachstehende Schichtfolge:

Unter vertragenem Löß liegt stark rostiger Schotter; teilweise sind die Schotter noch fest zusammengebacken und tragen das Gepräge von Grundmoränenschutt. Beobachtungen an vielen anderen Aufschlüssen im vertragenen Löß zeigen überall das gleiche Bild. Vertragener Löß konnte bis in Höhen von 760 m einwandfrei nachgewiesen werden (Arberseestraße, Rabenstein, Oberkreuzberg usw.). Im Gebiet von Wiesenfelden konnte er mit Sicherheit nicht festgestellt werden, obwohl er sonst überall in gleichen Höhenlagen anzutreffen ist.

Die vertragenen Löss bedecken ein nicht unbedeutendes Gebiet des Bayerischen Waldes in der Höhenlage zwischen 520 und 760 m. Größere Anhäufungen sind vornehmlich in NW.-Lagen zu finden. In Talweitungen ist der Löß nur schwach vertragen und bildet hier meistens eine Terrasse. Wenig vertragene Löss gaben vielfach Anlaß zum Ziegelbrennen.

Unvertragene Lößvorkommen.

Unterhalb der Vereisungsgrenze von 520 m findet sich vielfach im inneren Waldgebiet Lößlehm. Dieser Löß ist aber unvertragen und liegt ungestört am Platze seiner ursprünglichen Ablagerung. Er ist völlig gleich dem vertragenen Löß, wie die Aufschlüsse im D o b e l bei Sallitz beweisen. Die NW.-Lage wird vom unvertragenen Löß bevorzugt.

Ein schönes Beobachtungsgebiet für unvertragenen Löß bietet die 530 m-Verebnungsfläche zwischen Ruhmannsfelden und Patersdorf, hart an der Grenze des 520 m-Moränengürtels. Bei Ruhmannsfelden wird der Lößlehm zur Ziegelherstellung abgebaut.

Die Lehmgrube zeigt im Durchschnitt: 1,5—1,8 m Lößlehm, steinfrei, braun, in den Klüften Tonneubildungen. Darunter Schotter mit verschieden großen Rollsteinen und schlecht gerollten Stücken; Sand. Die Rostzone ist gut ausgebildet.

Gleichartige Aufschlüsse wurden im Gebiet an verschiedenen Stellen aufgefunden (Teisnach 460 m, Lederdorn, Kötzing usw.). Bei Lederdorn befindet sich auch ein Aufschluß mit zweierlei Lössen, die durch eine Schicht aus feinem, glimmerigem Sand voneinander getrennt sind. Unter ihnen folgt grober, teilweise rostiger Schotter, der auf stark angewittertem Gneis aufliegt.

In Tälern mit geringer Wasserführung oder großer Weite blieb die Lößterrasse meist gut erhalten (Ruhmannsfelden, Sallitz).

Zusammenfassung:

1. Im Bayerischen Wald sind Lößlehmvorkommen eine weitverbreitete Erscheinung. Ihre oberste Grenze liegt um die 760 m-Höhenlage.

2. In Höhenlagen zwischen 520 und 760 m ist der Löß durch eiszeitliche Vorgänge mehr oder weniger stark vertragen worden. Er bildet stellenweise einen Bestandteil des Grundmoränenschuttens. In größeren Talweitungen ist er strichweise fast unvertragen und erreicht Mächtigkeiten bis zu 3,50 m.

3. Gänzlich unvertragener Löß ist nur unterhalb der 520 m-Moränengrenze zu finden.

4. Vertragener und unvertragener Löß sind wesensgleich.

5. Bei Sallitz wurden zweierlei Löss festgestellt, die durch ein stark rostiges Schottermittel voneinander getrennt sind.

Auch ein Aufschluß bei Lederdorn zeigt zweierlei Löss, getrennt

durch eine hellere, sehr feinkörnige Sandschicht. Die Unterlage bildet grober Schotter mit Rostspuren.

6. Vertragener und unvertragener Löß bevorzugen NW.-Lagen. In weiten Tälern und in Talweitungen bildet die erhaltene Lößdecke eine Terrasse.

2. Eiszeitspuren im Regen- und Rothbachtal.

a) Schotterhügel.

In der Arbeit „Glaziale Spuren in der Umgebung des Großen Arbersees“ wurde bei der Beschreibung der schrägen Hangstufen bei Regenhütte am Großen Regen auf die Schotterhügel hingewiesen, die in Form länglicher Hügel den Talgrund bedecken. Sie wurden als Auswaschungserzeugnisse der Grundmoräne dargestellt. Die Schotterhügel liegen bedeutend höher als der höchste Hochwasserspiegel.

Die losen Sande und Rollsteine weisen zweifellos auf Wasser als Entstehungsursache hin. Andernfalls ist es aber nicht gut denkbar, wie Beispiele an Ort und Stelle zeigen, daß das Wasser so ohne weiteres den Schutt in Form von ziemlich steilen Hügeln liegen läßt. Das Wasser ist bestrebt, die Hügel zu verflachen und den Schutt zu flachen Bänken auseinanderzutragen. Wo derartige Hügel in den Strömungsbereich des Wassers zu liegen kamen, sind sie längst eingeebnet (Theresienthal, Böbracher Hammer, Bodenmais usw.).

Schutthügel beschriebener Art finden sich in den großen Tälern abwärts nur bis zur 520 m-Grenze, soweit das Gelände also vereist war. Das anschaulichste Beispiel geben die Schutthügelreihen im Rothbachtal; sie enden beim Böbracher Hammer. Ein Teil der Hügel ist hier schon zerstört und zu einem flachen Schotterfeld auseinandergezogen. An einer Reihe von Hügeln läßt sich der Fortgang der Zerstörung beobachten. Der Rothbach zerteilt sich durch das Schotterfeld in mehrere Arme. Von 520 m Höhenlage ab talwärts finden sich keine Schotterhügel mehr, wohl aber im Flußbett reichlicher Schotter.

Da die Schutthügel an das Vereisungsgebiet gebunden sind, steht ihre Entstehung innig mit der Vereisung in Zusammenhang. Die Auswaschung, Sand und Rollsteine weisen auf Wassertätigkeit hin, während die Form der Hügel gegen alleinige Wassertätigkeit spricht. Es liegt nahe, das Eis als zweiten Bildungsumstand in Anspruch zu nehmen. Das Abschmelzen des Eises trat nicht plötzlich ein und ging nicht gleichmäßig vor sich; es fand wohl zuerst in der Umgebung des unter dem Eise fließenden Gletscherbaches statt. Beim Abschmelzen brach das Eis zusammen und die feststehenden Schollen schützten den Schutt vor Abtragung. Der Bach mußte sich vielfach verästeln und wurde immer wieder durch einstürzendes Eis aus seinen Bahnen abgedrängt. Die feststehenden Eisdeckentrümmer verhinderten eine gleichmäßige Abtragung der Schotter. Auf diese oder ähnliche Weise dürften die Schotterhügel entstanden sein. Sicher ist aber

die Entstehung der Hügel unter Eisbedeckung durch die Tätigkeit der abfließenden Schmelzwasser.

Die Schutthügel stellen also eiszeitliche, durch Flüsse hervorgerufene Bildungen dar. Sie sind ein sicheres Merkmal der Talvereisung, in diesem Falle hier der Vereisung des 520 m-Moränengürtels.

Im Rothbachtal ist von 520 m aufwärts fast das ganze Schutthügelgebiet erhalten. Eine teilweise Zerstörung fand nur am Ende bei 520 m statt. Reste der zerstörten Grundmoräne sind ebenfalls erhalten.

Im Regental gehen die erhaltenen Schutthügel nicht mehr bis zu 520 m herab. Wohl aber ist das Schotterfeld in der Höhenlage um 520 m zu beobachten. Es liegt innerhalb des Marktes Regen und ist größtenteils verbaut. Die Zerstörung der Schutthügel im unteren Teil bis 520 m ist auf die größere Wasserführung des Regen zurückzuführen. Etwa von der Mündung der Rinchnacher Ohe aufwärts sind auch im Regental besonders in dessen Talweitungen die Schotterhügel erhalten geblieben. Am Endschotterfeld liegt stets ein Gefällsbruch (s. Anmerkung).

Zusammenfassung:

1. Die Schotterhügel in den großen Tälern sind als eiszeitliche Flußablagerungen anzusehen, die durch Auswaschung der Grundmoränen und Anhäufung des Schuttes unter Eisbedeckung entstanden sind.
2. Da Schutthügel nur in Tälern innerhalb der 520 m-Vereisung vorkommen, stellen sie ein wesentliches Merkmal der Talvereisung dar.
3. Das untere Ende der Schutthügelbildungen ist durch große Schotterfelder mit Flußverzweigungen und Gefällsbruch gekennzeichnet.

b) Flußtal-Grundmoränen-Spuren.

Das Regental verengt sich von Zwiesel ab zusehends und erreicht seine engste Stelle unterhalb Bettmannsäge. Der Talquerschnitt hat hier ausgesprochene U-Form. Der Talboden ist flach und nur durch die Flußrinne des Regen unterbrochen. Der flache unzerstörte Talboden besteht aus Grundmoränenschutt mit vertragenem Lößlehm.

In der Talweitung von Rinchnachmündt ist der Talgrund durch Entwässerungsgräben aufgeschlossen und zeigt folgenden Durchschnitt:

Unter einer Decke von vertragenem Löß liegt eine mächtige Schicht von sehr groben Schottern aus gerundeten Steinen bis zu $\frac{1}{4}$ cbm Inhalt.

Oberhalb Ludwigsthal wurde am Regenufer ein Aufschluß von folgendem Aussehen gefunden (Tafel 5c):

Unter vertragenem Lößlehm folgt Sand in Schmitzen; darunter liegt echter Grundmoränenschutt.

Anmerkung: Die Schutthügel werden im Volksmund als Gruben bezeichnet. Sie sollen angeblich durch die Tätigkeit der mittelalterlichen Goldwäscher entstanden sein. Ihre Entstehung ist jedoch, wie gezeigt, natürlicher Art. Daß sie teilweise der Goldgewinnung dienten, ist nicht unwahrscheinlich.

Das gleiche Bild zeigt sich auch in Aufschlüssen bei Theresienthal.

Nachdem der vertragene Löß bereits als Glied der 520 m-Vereisung erkannt ist, stellt die Grundmoräne unter dem Sand eine Spur einer älteren Vereisung dar, der gleichen Vereisung, der die Grundmoräne unter dem Sallitzer Aufschluß ihre Entstehung verdankt. Die groben Schotter im Aufschluß am Regen bei Rinchnachmündt entsprechen demnach der ausgewaschenen älteren Grundmoräne.

Zusammenfassung:

1. Das Regental zeigt an Verengungsstellen U-Form.

2. Im Regental liegen zwei Grundmoränendecken übereinander, die durch Schotter und Sand voneinander getrennt sind, sofern die untere Moräne nicht gänzlich in Schutt aufgelöst ist. Die obere Moräne ist durch vertragenen Löß gekennzeichnet. Die Schutthügelschotter entstammen hauptsächlich dem oberen Moränenschutt.

3. Die unterste Grenze der Vereisung für die obere Moräne liegt bei etwa 520 m. Die unterste Grenze der Vereisung für die untere Moräne ließ sich nicht mit Sicherheit bestimmen. Entsprechend der Saulburger Moränengrenze von 480 m Höhenlage müßte sie in der gleichen Höhenlage auch im Regental zu beobachten sein. Nachforschungen ergaben wohl im Regental größere Schotterreste, auch von Grundmoränen. Durch periglaziale¹⁾ Blockmeere wurden aber die Talhänge später verhüllt, so daß sich jetzt ein sicheres Bild nicht mehr gewinnen läßt.

4. Deutlich ausgebildet sind die Grundmoränenspuren im Rotbachtal; leider aber sind die Aufschlüsse wenig und klein. Die Verhältnisse aber stimmen mit denen im Regental vollkommen überein.

Damit ist auch die Vereisung von zwei größeren Tälern im Waldgebiet festgestellt. Die Spuren sind im Hinblick auf die großen Einzugsgebiete klein, aber nachweisbar.

Sämtliche größeren Täler im Gebiet zeigen gleichwertige Erscheinungen, wenn auch nicht gerade in gleich schöner Ausbildung wie in den beiden genannten Tälern; in allen diesen Tälern sind die Spuren im Verhältnis zu den Einzugsgebieten außerordentlich geringfügig. Hieraus läßt sich schließen, daß die Täler wohl vereist, aber große Talgletscher, wie sie die flächenhafte Ausdehnung der Vereisungen und die großen Einzugsgebiete erwarten ließen, nicht vorhanden waren.

3. Blockmeere, Blockströme und Fließerden.

Eine auffallende Erscheinung im Bayerischen Wald sind die oft sehr ausgedehnten Blockmeere. Da kein einziges Blockmeer unterhalb der untersten Vereisungszone von 480 m angetroffen wurde, hängt die Entstehung der Blockfelder zweifellos mit der Vereisung irgendwie zusammen.

¹⁾ periglazial = nicht vereist; Blöcke aus nicht vereistem Gebiet.

Das Wesen der Blockmeere und Blockströme läßt sich am besten an einem bezeichnenden Beispiel aus dem Bayerischen Wald erläutern. Ein Schulbeispiel eines solchen Gebildes liegt am SO.-Hang des Kobels bei Wiesenfelden. Von Herrn Lehrer Ludwig Vogl, Saulburg, auf merkwürdige Blockanhäufungen, die einzigen dieser Art im dortigen Gelände, aufmerksam gemacht, habe ich das Gelände näher untersucht und ein Blockmeer mit anschließendem Blockstrom, von den Einheimischen „Steinrassel“ genannt, festgestellt.

Die Wurzel der Blockbildungen liegt im SO.-Hang des Kobels in rund 600 m Höhe. Hier steht grober aber kantig zerblockter Granit an. An dieses Gebiet schließt sich ein großes Blockfeld mit etwa 50—60 m Durchmesser an. Die Blöcke sind von mittlerer Größe, kopf- bis handgroß. Sie liegen ohne jedes Bindemittel mehrere Meter hoch lose aufeinander. Der Wald war noch nicht imstande das Blockmeer zu besiedeln. Lediglich eine Ulme und eine Buche sind dort eingedrungen. Am Rande des Blockmeeres, im Jungfichten- und Buchenbestand wurden 1,2 m tief die Blöcke beiseite geschafft, ohne aber durch die Anhäufungen hindurchzukommen. Die Blöcke waren hier etwas kleiner und die Zwischenräume teilweise mit Humus erfüllt. Das Blockmeer hat also eine etwas größere Ausdehnung als die unbewachsene Fläche mißt. Hieran schließt sich nach unten ein etwa 150 m langer und 5—6 m breiter, unbewachsener Blockstrom an, der aus groben Gesteinstrümmern besteht; seitwärts geht der Blockstrom im bewachsenen Gelände in Haufen kleinerer Gesteinsstücke über. Der Blockstrom ist etwas gewölbt. Nach unten verbreitert sich der Blockstrom; hier ist er stärker bewachsen. Einige Gruben am Ende des Blockstroms gewähren Einblick in seinen Aufbau. Das Ende des Stromes ist deltaförmig; das grobe Gestein nimmt nach außen ab und macht weniger grobem Platz, um dann schließlich in eine Masse überzugehen, die aus Gesteinstrümmern mit sandig-lehmigem Bindemittel besteht.

Gegen Osten zu bildet das Gelände einen flachen Rücken; am Übergang vom Blockstromdelta zum Rücken treten schwache Quellen aus. Der Blockstrom gliedert sich in:

1. Die Wurzel im anstehenden Granit.
2. Das Blockmeer, das 50—60 m im Durchmesser beträgt und aus sehr grobem Gestein besteht.
3. Den Blockstrom, der bedeutend schmaler ist und die größten Gesteinsblöcke in der Mitte führt.
4. Das Blockstromdelta, das randlich in feinere Gesteinstrümmern übergeht.

Blockmeer und Blockstrom liegen an einem ziemlich gleichmäßigen etwa 25—30° steilen, schwach muldigen Hang in SO.-Lage. Der an den Blockstrom anschließende feinere Schutt hat weder das Aussehen des gewöhnlichen Verwitterungsschuttes noch das des Grundmoränenschuttes; er ist als Fließerde anzusprechen.

Der hier beschriebene Blockstrom ist zweifellos ein Ergebnis des periglazialen Klimas.¹⁾ Durch Wärmeschwankungen erfolgte das Lossprengen und Zerkleinern des Granits, das auch noch durch den inneren Aufbau des Granites gefördert wurde. Die Abbeförderung geschah zuerst in einer perennen Tjäle²⁾ durch Bodenfließen, solange noch feinere Bestandteile vorhanden waren, dann schließlich durch wechselndes Wiederzusammenfrieren und Auftauen. Der Blockstrom liegt im Bereich des Würm-II-Vorstoßes und dürfte sicherlich auch während dieses Vorstoßes entstanden sein.

Blockmeere sind im Bayerischen Wald von großer Verbreitung und bisweilen großer Ausdehnung.

Die bevorzugten Lagen sind SO., S., SW. In den übrigen Lagen sind Blockmeere nur um stark freigestellte Gipfel zu finden. Aber auch hier zeigen die südlichen Lagen ausgesprochene Bevorzugung in der Größe der Blockmeere und in der Menge der Blöcke.

Blockmeere finden sich auf den südlichen Hängen sämtlicher Riegel, d. s. langgestreckte, von Felsgruppen gekrönte Bergrücken. An den am Riegelkamm zutage tretenden Felsen schließt sich abwärts in der Regel ein größeres Blockmeer an. Ein besonders bezeichnendes Bild u. a. gibt der Hühnerkobel bei Rabenstein. Er streicht von SO. nach NW. SO.- bis N.- und NO.-Seite sind in den oberen Lagen mit Firnbodenschutt, weiter abwärts mit Grundmoränenschutt in verschiedenen Entwicklungsstufen bedeckt. Die S.-Seite trägt ausgedehnte Blockmeere, deren Wurzel im anstehenden Fels des Riegelkammes liegt. Abwärts geht das Blockmeer in Blocklehm mit lehmig-sandiger Grundmasse über. Diese Bildungen besitzen in der Nähe des Blockmeeres nicht das Gepräge von Grundmoränenschutt; es fehlen Schichtung und Schuttstufen. Das Gestein befand sich nicht im Bereiche der Eisbewegung; es kommt hier nur Fließerdebewegung in Betracht. In den tiefer anschließenden Mulden tritt wieder Grundmoränenschutt auf.

Die starke Neigung der Südhänge erhöhte die Wirkung der Sonnenbestrahlung, so daß hier Firnbildung nicht eintreten konnte. Durch den ständigen Wechsel von Erwärmen und Erkalten bei Anwesenheit von Wasser wurde zuerst die vorhandene feinere Verwitterungsschicht als Fließerde weggeführt. Nach Bloßlegung des angewitterten, anstehenden Gesteins bereitete die Frostverwitterung auch dieses auf; der aufbereitete Schutt wanderte infolge Bodenfließens und Wiederzusammenfrierens abwärts. Das neu freigelegte, frischer werdende Gestein brach immer grobblockiger. Bis auf herabgeköllerte Stücke ist darum das Blockmaterial in den unteren Teilen des Blockmeeres kleiner und in den oberen größer. Bei günstiger Geländeform erfolgte die weitere Wegführung der Blockmassen in Form eines Stromes, andernfalls stauten sich die Blöcke zu einem riesigen Blockmeere an. Ansätze von breiten Blockströmen lassen sich am

¹⁾ Klima der nicht vereisten Geländeteile während der Eiszeit.

²⁾ Tief hinein ständig gefrorenes, hängiges Gelände, welches nur oberflächlich auftaut.

Fuße fast jeden Blockmeeres beobachten (Hühnerkobel, Brandtnerriegel, Grafing usw.). Das grundsätzliche Bild ist an allen Beobachtungsstellen das gleiche, nur Größe und Form des Blockmeeres und des Blockstroms zeigen größere Unterschiede.

Nun gibt es aber Blockmeere im Gebiet, deren Wurzeln scheinbar nicht im anstehenden Gestein liegen. Oberhalb des Blockmeeres liegt kein Felsriegel, sondern das Gelände ist dort noch mit seinem gewöhnlichen Schutt bedeckt (Paulisäge u. a.). Und doch liegen hier keine grundsätzlichen Unterschiede vor. Derartige Blockmeere liegen stets im unteren Teil einer flachen Hangmulde mit größerer Hangneigung. Am Muldenschluß tritt Wasser aus. Der wasserführende Teil im Verwitterungsschutt liegt stets im Übergang vom gänzlich aufbereiteten zum anstehenden Gestein, in dem Bereiche der Kleinzerklüftung. Unter periglazialen Klima waren derartige Mulden mit Wasseraustritt die geeignetsten Stätten zur Bildung einer perennen Tjäle. Der feinere Gesteinsschutt wanderte als Fließerde ab. Der Bereich der Kleinzerklüftung wurde frei, wurde aufbereitet und wanderte ebenfalls ab. Die Aufbereitung durch Frostwirkung ging weiter, die vorhandene natürliche Zerklüftung ergab bei weiterer Aufbereitung größere Blöcke, die dann die Wanderung nach unten antraten. Bei Änderung der Witterungsverhältnisse fand der Vorgang sein Ende.

Ähnlich verlief die Bildung des Blockmeeres um alleinstehende Gipfel. Durch die Wirkung der Sonnenbestrahlung und womöglich durch gefrierende Schmelzwässer wurden nach Abwandern des feineren Schuttes die anstehenden Felsen zerblockt; die Blöcke bewegten sich abwärts und ergaben Felsmeere (Arber, Rachel u. a.). Bei der Bildung des Lusengipfels wirkten die gleichen Kräfte. Der Lusengipfel bildete vor der Zerblockung eine flach gewölbte Kuppe, die bezeichnende Form des Granitberges. Der gleichförmige Verwitterungsschutt des Granits eignete sich besonders zum Abwandern als Fließerde. Die im inneren Gefüge des Granits liegende Neigung zur Zerblockung förderte unter periglazialen Klima die Blockbildung ganz beträchtlich. Die Blockbildung ging rascher vor sich als die Anwanderung, die auch noch durch die nicht zu steilen Hänge eine Verlangsamung erfuhr. Der verbandfeste, anstehende Granit blieb mit den Blockbildungen überdeckt.

Die periglazialen Blockmeere lassen sich in folgende Gruppen ordnen:

1. Blockmeere am Fuße von Felsriegeln und Felswänden.
2. Blockmeere an Hängen ohne darüber sichtbar anstehenden Fels.
3. Blockmeere auf und um freistehende Berggipfel; Vorbild: Lusen und Arber.

Die periglazialen Blockmeere bevorzugen fast ausschließlich südliche Lagen und steilere Hänge. Sie sind im Bayerischen Wald weit verbreitet und geben einem großen Teil der Landschaft ein bezeichnendes Gepräge. Unterhalb des tiefsten Vereisungsbereiches von 480 m wurden Blockmeere dieser Art nicht angetroffen.

Von besonderer Bedeutung sind die Anhäufungen von Blockmeerbildungen in dem Zwischenbereich am Ende der Talvereisung bei rund 500 m im Tal des Schwarzen Regen zwischen Regenfeld und Teisnach. Im mittleren Teil dieser Strecke, zu beiden Seiten, sind die Talhänge mit Blockbildungen verschüttet. Weiter talabwärts verschwinden dann die großen Blockmeere. In kleinen Hangquellmulden liegen kleine Blockströme (2. Art), die weiter abwärts aber auch nicht mehr auftreten. Ähnliche Verhältnisse sind auch an der Ohe bei Elsenthal zu beobachten.

In dem hier behandelten Gebiet gibt es wohl noch andere Blockmeere eiszeitlicher Herkunft, die aber nicht dem periglazialen Klima ihre Entstehung verdanken.

1. Die Blockmeere an den Seewänden. Am Fuße der Seewände dehnen sich stets Blockmeere aus. Ihre Entstehung ist einfach zu erklären. Die Blöcke sind teils beim Abschmelzen des Eises liegen geblieben, teils später durch Frostwirkung abgesprengt und abgekollert.

2. Die Blockmeere der End- und Seitenmoränen. Die Blöcke sind der etwas ungewöhnlich große Moränenschutt, wie er sich in den Seewänden ergab, nachdem der feinere Gesteinsschutt bereits weggeführt war.

3. Blockmeere der Grundmoränen. Durch Auswaschung einer an und für sich blockreichen Grundmoräne ergab sich diese Form der Blockmeere.

Diese drei Arten von Blockmeeren umfassen nur geringe Flächen und sind im Vergleich zu den periglazialen Blockmeeren in Bezug auf das Landschaftsbild von untergeordneter Bedeutung.

a) Blockmeere nicht eiszeitlicher Herkunft.

Diese Blockmeere finden sich in den Flußbetten an Stellen starker Verengung und an Gefällsbrüchen. Sie verdanken ihre Entstehung der Flußausnagung. Allerdings befinden sich innerhalb des vereisten Gebietes in den Flußbetten auch Blockmeere, die nicht von der Ausnagungstätigkeit des Wassers stammen; es sind Bestandteile periglazialer Blockmeere, die sich von den Talhängen in das Flußbett erstrecken und nun der Abschwemmung zum Opfer fallen (Regen zwischen Regenfeld und Teisnach).

b) Fließerden.

Auf Fließerden wurde bereits bei Behandlung der Blockmeere hingewiesen. Fließerden unterscheiden sich vom Grundmoränenschutt in erster Linie durch das Fehlen eines schichtigen Aufbaues und der großen Festigkeit des Grundmoränenschuttes; ferner bilden Fließerden nie Stufenformen wie der Grundmoränenschutt an Talhängen. Die Umstände, unter denen sich Fließerden bildeten, sind die gleichen wie bei der Entstehung der Blockmeere und Blockströme. Wenn das Gelände bei Eintreten des periglazialen Klimas noch mit dem Verwitterungsschutt bedeckt war,

gingen der Blockmeerbildung stets Fließerdebildungen voraus. Fließerdebildungen können fast immer am Rande der Blockmeere nachgewiesen werden. Sie bevorzugen wie diese steilere Hänge in Südlagen.

Zusammenfassung:

1. Räumliche Ausdehnung der Vereisungsspuren.

a) Die unterste Grenze der Vereisung liegt um 475 m Höhenlage und ist gekennzeichnet durch Endmoränenstufen am Ausgang von Tälern und besonders in Ostlagen.

b) Von 520 m Höhenlage aufwärts liegen Vorstoßspuren in Form von Endmoränen und Stufen.

c) In den Tälern von 520 m Höhenlage aufwärts liegen zwei Grundmoränendecken übereinander; die untere besteht zum Teil nur mehr aus starkem Schotter, für die obere ist vertragener Löß kennzeichnend.

d) Zwischen 600 und 700 und 800 und 900 m Höhenlage liegt je ein Gürtel von Moränenstufen — schräge Hangstufen —, die als Eistrückgangsstufen anzusehen sind.

e) Zwischen 830 und 1100 m Höhenlage liegen Spuren eines Vorstoßes in Form von Endmoränen, besonders ausgeprägt an den Seen des Bayerischen Waldes.

f) Sämtliche Vorstoßspuren sind eine durch das ganze Gebiet verbreitete Erscheinung, nicht überall gleich schön ausgebildet, aber überall von gleicher Art.

2. Lößbildungen im Bayerischen Wald.

a) Unvertragene Lössе sind nur unter 520 m Höhenlage zu finden. Sie sind bereits entkalkt und in Lößlehm umgebildet.

b) Übereinstimmend mit dem unvertragenen ist der vertragene Löß, der als Bestandteil des Grundmoränenschuttес bei der 520 m-Vereisung auftritt.

c) Es wurden verschiedene Lößbildungen festgestellt: Die beiden Lössе bei Sallitz, die durch einen Schotterstreifen voneinander getrennt sind und die zwei Lössе von Lederdorn, die durch eine helle feine Sandeinlagerung gegliedert werden. Der untere Sallitzer Löß liegt auf einer Grundmoräne auf, während sich die Lederdorner Lössе auf einer groben Schotterunterlage aufbauen.

d) Der obere Löß, auch der nicht zu stark vertragene, hat als Unterlage stets Schotter mit Rostspuren.

e) Die obere Grenze der vertragenen Lössе liegt um 760 m Höhenlage.

f) Sämtliche Lößbildungen bevorzugen NW.-Lagen.

3. Weitere eiszeitliche Spuren.

a) Schotterbildungen im Bereich der 520 m-Vereisung in den größeren Tälern in Form von Schutthügeln.

Diese stellen eiszeitliche Flußablagerungen dar. Die untere Grenze ist gekennzeichnet durch ein Schotterfeld mit Gefällsbruch. Ältere Schotter wurden stets unter den Lößlehmablagerungen festgestellt.

b) Bildungen des periglazialen Klimas.

Blockmeere und Blockströme unter Felsriegeln und Felswänden in S.-Lagen.

Blockmeere an Hängen ohne sichtbare Felsaufschlüsse.

Gipfelblockmeere und Blockmeere um freistehende Gipfel.

Fließerden in S.-Lagen.

c) Eiszeitliche Blockmeere an den Seewänden, End- und Seitenmoränen aus ausgewaschenen Grundmoränen.

Vorstehende Feststellungen beweisen, daß das ganze Gebiet des Bayerischen Waldes von 480 m aufwärts vereist war. Firnbildung fand auf allen flachen Höhen, vornehmlich aber in Mulden und Tälern mit nördlichen und östlichen Lagen statt. Nicht vereist waren innerhalb der Vereisungszone die steileren Hänge in südlichen Lagen und die freistehenden Berggipfel, die sämtliche die Spuren periglazialer Verwitterung tragen.

Der nicht vereiste Anteil des Gebietes unter 480 m umfaßte nur eine geringe Fläche. An periglazialen Bildungen konnten nahe an dem 480 m-Gürtel nur Fließerdebildungen beobachtet werden.

Die zeitliche Ausdehnung der Vereisung im Bayerischen Wald.

I. Die zeitliche Gliederung.

Die verschiedenen Endmoränengürtel lassen sich folgendermaßen gliedern:

480 m-Endmoränengürtel, 520 m-Endmoränengürtel, See-Endmoränengürtel zwischen 830 m und 1100 m. Jeder Endmoränengürtel deutet einen Eisvorstoß an.

Im Untersuchungsgebiet wurden ausgedehnte Lößbildungen nachgewiesen, bei Sallitz zweierlei Löss, die durch eine Schotterschicht voneinander geschieden sind.

F. MÜNICHSDORFER¹⁾ führt über die Lößbildung folgendes an: „Wir kommen so zu dem Schlusse, daß im Diluvium Mitteleuropas nur während der Eiszeiten, in der Hauptsache beim Vorstoß und im Höhepunkt, eine Bildung typischen Lösses möglich war, daß es infolgedessen auch verschiedenartige Lössen geben muß, entsprechend der Zahl der Vereisungen, daß aller diluvialer Löß gar nicht gleichzeitig entstanden sein kann. Wo also ein älterer und ein jüngerer Löß übereinander nachgewiesen worden sind — und solche Vorkommen sind sehr zahlreich bekannt — müssen sie durch eine Zeit humiden Klimas voneinander getrennt sein, welche gewöhnlich in der Zwischenschaltung einer Anschwemmung (Sand oder Kies) oder auch einer Verwitterungsschicht (Lehm oder Schwarzerde) zum Ausdruck kommt.“

Die zweierlei Lössen im Bayerischen Wald entsprechen demnach je einem Eisvorstoß, die Schotterzwischenlagerung mit reichlichen Rostspuren einer Zeit feuchteren, wärmeren Wetterlage, also einer Zwischenzeit.

Der ältere Löß unter den Zwischeneiszeitschottern liegt bei Sallitz auf Grundmoränenschutt auf. Die Grundmoräne ist also älterer Herkunft als der darauffliegende Löß. Die unterste Grenze der dieser Grundmoräne entsprechenden Vereisung liegt bei etwa 480 m Höhenlage (Saulburg). Unterhalb 480 m fehlt im Gelände jede Spur einer Vereisung. Diese älteste Grundmoräne gehört daher dem größten Eisvorstoß an. Da die Grundmoräne bei Sallitz am Lößübergang nur ganz geringfügige Auswaschungs- und Verwitterungsspuren zeigt, kann die Lößbildung nur nach einer kurzen Zeitspanne nach der Eisabschmelzung des größten Vorstoßes erfolgt sein. Die Lößbildung ging aber nur beim Höhepunkt eines Eisvorstoßes vor sich. Der ältere Löß bei Sallitz zeigt also einen neuen Eisvorstoß an, der nicht allzulange nach der Abschmelzung des größten Eisvorstoßes erfolgte. Die Lößbildung auf der Grundmoräne deutet an, daß dieser zweite Vorstoß bedeutend kleiner war. Endmoränen oder Grundmoränen dieses Vorstoßes konnten nicht festgestellt werden, da der zweitgrößte Vorstoß (520 m) darüber hinweggegangen ist. Jedenfalls ist dieser lößspendende Vorstoß nicht allzuweit herabgegangen, da sonst kein Gelände für Lößausblasung zur Verfügung gestanden hätte. Nach der Höhenlage des Geländes bei Sallitz dürfte dieser Vorstoß höchstens bis 750—800 m herabgereicht haben.

Zusammenfassung:

1. Unter 480 m unvereistes Gelände.
2. Ältester und größter Vorstoß bis 480 m, belegt durch Endmoränen und Grundmoränen (Saulburg, Sallitz).

¹⁾ Dr. F. MÜNICHSDORFER, „Der Löß als Bodenbildung“, Geolog. Rundschau Bd. XVII, 1926, Heft 5, S. 325.

3. Zweiter, jüngerer und kürzerer Vorstoß, belegt durch Lößbildungen auf der Grundmoräne (Sallitz). Vermutliche Firngrenze bei 800 m Höhenlage.

Der ältere Löß ist auf seiner Oberfläche etwas verschwemmt. Auf dem Löß liegt Schotter mit Rostspuren. Die Ausbildung der Schotter-schicht weist auf eine Zeit feuchterer und wärmerer Wetterlage hin. Solche Witterungsverhältnisse herrschten in den Zwischeneiszeiten. Die Schotter-schicht ist also einer Zwischeneiszeit zuzuordnen. Die älteste Grundmoräne ist auch bei Ludwigsthal und Theresienthal aufgeschlossen. Hier fehlt aber der ältere Löß, wohl aber sind die Zwischeneiszeit Spuren in Form von rostigen Sanden und Schottern zu beobachten. Der Löß wurde hier ein Opfer der Flußeintiefung während der Zwischeneiszeit oder er ist durch dem Löß entsprechende Schotter ersetzt.

Auf den Schotter im Sallitzer Aufschluß folgt wieder Lößlehm. Letzterer ist nach Art der Lagerung erst nach der Zwischeneiszeit entstanden und entspricht wieder einem Eisvorstoß.

Dieser Löß ist von großer Verbreitung im Bayerischen Wald. Von 520 m aufwärts ist er als vertragener Löß bereits erwähnt. Die oberste Verbreitungsgrenze liegt bei etwa 760 m. In größeren Talweitungen, wie bei Zwiesel, Ludwigsthal, Klingenbrunn usw. ist er nur wenig vertragen und zeigt im Aufschluß als Unterlage stets die rostigen Schotter der Zwischeneiszeit.

Die Firngrenze des ersten Vorstoßes nach der Zwischeneiszeit dürfte nach dem höchsten Vorkommen des Lösses um 760 m Höhenlage zwischen 850 und 900 m zu suchen sein. Moränen dieses Vorstoßes sind nicht aufzufinden, da der zweite größere Vorstoß (520 m) darüber hinweggeschritten ist. Für die Lößbildung während des ersten Vorstoßes nach der Zwischen-eiszeit müssen die Witterungsbedingungen außerordentlich günstig gewesen sein, wie sich aus Lößmächtigkeiten bis zu 3,50 m schließen läßt.

Nach Ablagerungen des jüngeren Lösses erfolgte neuerdings ein Eisvorstoß, der zweite größte Vorstoß im Gebiet. Er ging über den abgelagerten Löß des vorhergehenden Vorstoßes hinweg und nahm diesen vielfach als Bestandteil der Grundmoräne auf. Dieser Vorstoß erreichte seine unterste Grenze bei 520 m (Aden, Saulburg). Seine Moränen liegen etwa 40—50 m höher als die Moränen des ersten Vorstoßes vor der Zwischen-eiszeit.

Der zweite Vorstoß muß nach nicht zu langer Pause nach der Lößbildung erfolgt sein, da die nicht von ihm überfahrene Lößdecke bei Sallitz, Ruhmannsfelden, Lederdorn usw. keine Spuren zeigt, die auf eine Zwischeneiszeit mit länger dauernder, wärmerer Wetterlage schließen lassen. Löß von diesem Vorstoß wurde innerhalb des Gebietes bei Lederdorn, Haibach und anderen Orten gefunden. Vom Löß des ersten Vorstoßes sind diese Lösser durch eine Schicht von sehr feinem, hellerem Sande getrennt. Der Rückgang des zweiten Vorstoßes ist deutlich zu verfolgen.

In den größeren Tälern ist er angezeigt durch die eiszeitlichen Flußschotterhaufen, im ansteigenden Gelände durch die Hangstufen zwischen 600 und 700 m und 800 und 900 m Höhenlage. Nach den Seemoränen zu schließen, fand der Rückgang bis etwa 1000—1100 m statt. Hier setzte neuerdings ein Vorstoß ein, der zur endgültigen Ausgestaltung der Seebecken führte und seine Spuren in den Seemoränen und diesen entsprechenden Bildungen zwischen 830 und 1100 m zurückließ. Dieser Vorstoß ist der letzte im Gebiet. Daß er keine selbständige Vereisung darstellt, sondern lediglich einen Vorstoß einer schon bestehenden Vereisung, geht auch daraus hervor, daß bei einer neuen Vereisung mit einem mittleren Firngürtel zwischen 1000 und 1100 m es undenkbar wäre, daß sich unter diesen Bedingungen derartige Eismengen hätten bilden können, welche die riesigen Schottermengen der Seemoränen in Bewegung gebracht haben.

Löß wurde auf dem Moränenschutt des vorletzten Vorstoßes nirgends beobachtet.

Reihenfolge der Vorstöße:

Reihenfolge:	Beweismittel:
1. Vorstoß:	Endmoränen um 480 m, Saulburg. Grundmoränen, Sallitz, Regental. Löß unter 480 m im Gebiet nicht gefunden.
2. Vorstoß:	Moränen zerstört, vermutlich bis 800 m gegangen. Unterer Löß bei Sallitz. Stellvertretender Schotter.
Zwischeneiszeit:	Schotter, Rostspuren, Spuren feuchter Witterungsverhältnisse.
1. (3.) Vorstoß:	Moränen zerstört, vermutlich bis 850 oder 900 m gegangen. Löß (vertragener und unvertragener) im Gebiet verbreitet.
2. (4.) Vorstoß:	Endmoränen um 520 bis 550 m, Saulburg, Sallitz, Aden. Rückgangsspuren: Schotterhügel, Hangstufen.
3. (5.) Vorstoß:	Seemoränen zwischen 830 und 1100 m. Löß: keiner.

2. Vergleich mit der alpinen zeitlichen Gliederung.

Die jüngste alpine Vereisung wird als Würmvereisung bezeichnet (A. PENCK, Die Alpen im Eiszeitalter), die nächst ältere als Ribvereisung, beide getrennt durch eine Zeit wärmerer und feuchterer Wetterlage, der Rib-Würm-Zwischeneiszeit.

Nachdem die Vereisungen eine an bestimmte Gebiete gebundene Erscheinung in Mitteleuropa sind, fällt es nicht schwer die Wesenseinheit der Eiszeitspuren im Bayerischen Wald mit den alpinen Vorkommnissen festzustellen.

Die jüngsten Eiszeitspuren im Bayerischen Wald entsprechen der Würmeiszeit. Während dieser Vereisung erfolgten drei Vorstöße (s. Übersichtstafel!).

Die ältesten Eiszeitspuren entsprechen der Rißeiszeit, die durch zwei Vorstöße vertreten ist.

Bezeichnend für die Riß-Würm-Zwischeneiszeit sind rostige Schotterbildungen (s. Übersichtstafel S. 8).

Durch Endmoränenspuren sind belegt: Riß-Vorstoß, Würm-II-Vorstoß, Würm-III-Vorstoß. Riß-II- und Würm-I-Vorstoß können durch Lößbildungen nachgewiesen werden.

Löß des Riß-I-Vorstoßes wurde im Gebiet überhaupt nicht aufgefunden; er wäre auch nur zu erwarten in dem kleinen Gebiet unter 480 m Höhenlage. Löß vom Würm-II-Vorstoß konnte unter 500 m Höhenlage an mehreren Orten festgestellt werden (Lederdorn, Haibach) (Tafel 5).

Da jedem Eisvorstoß eine Lößbildung entspricht, vorausgesetzt, daß jedesmal gleichartige Bedingungen herrschten, mußten in dem an den Bayerischen Wald angrenzenden, tiefer liegenden Gebieten auch entsprechend viele Lößbildungen übereinander zu finden sein.

3. Der Ausdruck der zeitlichen Gliederung in den Lößvorkommen bei Straubing.

Aus naheliegenden Gründen konnten die auf böhmischem Gebiete liegenden Vorkommen nicht in den Untersuchungsbereich gezogen werden; es wurden daher nur die Lößaufschlüsse im NW. des Bayerischen Waldes, in der Gegend von Straubing, näher untersucht.

In der Ziegelei Jungmair in Straubing wurde ein Aufschluß aufgenommen, der folgenden Aufbau zeigt (Tafel 3):

1. Mitten durch den ganzen Aufschluß zieht sich eine Schotterbank mit Rostspuren und Eisenoxydknöllchen, die sich als die Ablagerung einer Zwischeneiszeit erweist. Nach oben zu ist im Aufschluß keine derartige Schotterschicht mehr zu beobachten. Diese Schotter sind also die Spuren der Riß-Würm-Zwischeneiszeit.

2. Darüber folgt sehr feiner, heller, quarzreicher Sand, ebenfalls mit Eisenoxydknollen und deutlich erkennbaren, vertorften Pflanzenresten. Lößschnecken wurden hier nicht beobachtet.

3. Der feine Sand geht allmählich in lößfeine Substanz über. Über dieser lagert nach einem schwachen Roststreifen brauner Lößlehm. Die Lößschichtung ist noch sehr deutlich zu erkennen. Hart über dem ausgebleichten Feinsandstreifen wurden im Lößlehm zwei Zähne eines größeren Pflanzenfressers gefunden. Von Arbeitern wurden in dieser Schicht schon mehrmals derartige Zähne und sogar größere Knochen ausgegraben.

4. Der Lößlehm geht mit einem helleren, ausgebleichten lößartigen Feinsandstreifen, der reich an Lößschnecken ist, in kalkhaltigen Löß mit Lößkindeln und Lößschnecken über.

5. Nach oben zu folgt eine 50 bis 80 cm starke Schicht von dunkel-

brauner bis schwarzer Farbe, reich an Humusstoffen. Es dürfte sich hier um Schwarzerdebildungen handeln.

Der Löß über der Riß-Würm-Zwischeneiszeit ist Würm-Löß. Er ist deutlich in zwei Lagen gegliedert, an die sich im Hangenden Schwarzerdebildungen anreihen.

Der untere Löß ist kalkfrei, der obere kalkreich, während die Schwarzerde wiederum kalkarm ist.

Der Lößlehm auf dem Zwischeneiszeitschotter entspricht dem jüngeren Lößlehm im Bayerischen Wald, der während des Würm-I-Vorstoßes entstanden ist. Der kalkreiche Löß verdankt dem Würm-II-Vorstoß seine Entstehung. Vom Würm-III-Vorstoß ist kein Löß zu finden. Es dürfte sich während dieser Zeit kaum in den niederen Lagen Löß gebildet haben, lag doch die Firngrenze dieses Vorstoßes zwischen 1000 und 1100 m. Ferner ist nicht anzunehmen, daß die tiefen Lagen während dieser Zeit vollkommen pflanzenlos waren und es so zu Lößbildung hätte kommen können.

Es liegt nahe, die Schwarzerdebildungen auf dem Würm-II-Löß bei Straubing der etwas mildereren Witterung des Würm-III-Vorstoßes zuzuschreiben; darüber wären noch nähere Untersuchungen anzustellen.

Unter dem Zwischeneiszeitschotter liegen mächtige, stark lehmige bis tonige, vollkommen steinfreie Ablagerungen, die aber noch ursprüngliche Lößmerkmale verraten. Sie gliedern sich in zwei Gruppen:

Die obere Gruppe besteht aus ziemlich tonigem, kalkfreiem Lehm von lebhaft brauner Farbe. Nach unten zu schließt sich ein Streifen von grauem, eisenfleckigem, sehr tonigem Lehm an, der dann in stärker-fleckigen tonigen Lehm übergeht. Die Unterlage des unteren Lehm bilden sehr eisenschüssige Sande mit Tonschmitzen in Lagen, dann folgt feiner, hellerer Sand von geringerer Mächtigkeit und dann mehrere Meter heller Kies, in dem das Grundwasser sich bewegt.

Nach der Zusammensetzung und Feinheit des Gesteins liegen in den unteren Schichten Lößbildungen vor, die durch Witterungsverhältnisse in Lehme, also in Lößlehme, verwandelt wurden. Der Lößlehm unter dem Zwischeneiszeit-Schutt entspricht dem Lößlehm des Sallitzer Aufschlusses, hier zwischen Zwischeneiszeit-Schutt und Riß-I-Grundmoräne liegend, also dem Riß-II-Löß. Die graue Lößlehm Lage von stark tonigem Aussehen stellt eine Bleichzone dar und der darunter anschließende stark tonige Lößlehm eine ältere Lößbildung. Der unterste Lößlehm ist dem Riß-I-Vorstoß zuzuordnen.

Die sehr rostige Sand- und Tonschicht der Unterlage verrät eine Zeit feuchterer und wärmerer Wetterlage vor der Rißvereisung. Ob diese Schicht eine Zwischeneiszeit darstellt, kann nicht entschieden werden.

Der Löß-Aufschluß der Jungmair-Lehmgrube in Straubing entspricht in der Zahl der Lößbildungen vollkommen den eiszeitlichen Erscheinungen im Bayerischen Wald.

Im Straubinger Aufschluß hat nur Würm-II-Löß seinen Kalkgehalt

behalten, während Würm-II-Löß im Bayerischen Wald schon vollständig entkalkt ist; nur bei Lederdorn wurden im Würm-II-Löß einige schwache Reste von Kalkausscheidungen beobachtet. Die Bildung von Tonen im Würm-I-Löß ist im Bayerischen Wald schon bedeutend weiter fortgeschritten als bei Straubing.

Zeitliche Gliederung.

Vorstoß	Merkmale	Untere Grenze	Vermutliche Firngrenze	Beispiele
Riß I-Vorstoß	Endmoränen, Grundmoränen (Löß)	480 m	etwa 550 m	Saulburg, Sallitz, Regental. Löß: Straubing
Riß II-Vorstoß	nur Löß	um 515 m, 330 m	etwa 750—800 m	Sallitz, Straubing
Zwischeneiszeit	Rostige Schotter	—	—	Regental, Sallitz, Straubing usw.
Würm I-Vorstoß	nur Löß	bis etwa 760 m	etwa 850—900 m	Bayr. Wald, Straubing
Würm II-Vorstoß	End- und Grundmoränen (Löß)	etwa 515 m	etwa 600 m	Bachmühle, Saulburg, Regental. Löß: Lederdorn, Straubing
Würm III-Vorstoß	Seemoränen	830—1000 m	1000—1100 m	Seen des Bayr. Waldes Gelände um 1000 m

Um die in der eingangs angeführten Arbeit des Verfassers als Hauptfirngrenze von 800 m eingezeichnete Linie liegen die vermutlichen Firngrenzen des Würm I- und Riß II-Vorstoßes und zeitweise ein bedeutendes Verfirnungsgebiet während des Rückganges des Würm II-Vorstoßes.

Bildliche Darstellung: Tafel 4.

Nach den Verwitterungsspuren auf den einzelnen Ablagerungen sind diese nicht in lückenloser Aufeinanderfolge gebildet worden. Dazwischen lagen Pausen mit etwas wärmeren Witterungsverhältnissen, ähnlich wie in der Riß-Würmzwischeneiszeit, nicht aber von gleicher Zeitdauer. Ob diese eislosen Zustände, die Aperzustände, auch die höchsten Erhebungen bis 1455 m umfaßten, läßt sich nicht feststellen. Für den eisfreien Zustand zwischen Würm-II- und III-Vorstoß dürfte bloß ein Gebiet bis zu 1000 bis 1100 m in Frage kommen.

Nach den Untersuchungen von Dr. B. EBERL in der Abhandlung „Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande“, Augsburg 1930, die sich auf die astronomischen Berechnungen von Prof. MILANKOVITSCH und die Arbeiten von KÖPPEN und WEGENER stützen, ergibt sich bei Berücksichtigung der nachgewiesenen gleichen Erscheinungen in der Zahl und Mächtigkeit

der Eisvorstöße im Bayerischen Wald folgende zeitliche Gliederung nach Jahrtausenden:

Gliederung der Ablagerungen	Zeitliche Gliederung nach Jahrtausenden vor der Gegenwart		
	Wirkliche Zeitdauer	Klima-Minimum vor	Klima-Optimum vor
Jetziger Aperzustand	0— 20 (20)	—	11
Würm III-Vorstoß	20— 24 (4)	22	—
Aperzustand zwischen Würm II und-III	24— 68 (44)	—	60
Würm II-Vorstoß	68— 74 (6)	72	—
Aperzustand zwischen Würm I und II	74—113 (39)	—	83, 104
Würm I-Vorstoß	113—118 (5)	115	—
Aperzustand zwischen Riß II und Würm I	118—185 (67)	—	128, 176
Riß II-Vorstoß	185—190 (5)	188	—
Aperzustand zwischen Riß I und Riß II	190—229 (39)	—	199, 220
Riß I-Vorstoß	229—234 (5)	232	—
Aperzustand zwischen Mindel- und Rißeiszeit	234—430 (196)	—	293, 333, 369

Eiszeitliche und voreiszeitliche Geländeformen im Bayerischen Wald.

Von besonderer Bedeutung ist die Frage, wie die Geländeformen vor der Vereisung gestaltet waren. Es soll versucht werden, die Formen wieder aufzubauen. Die eiszeitlichen Gebilde sind erkannt.

I. Eiszeitliche Formen.

a) Formen, entstanden durch Eistätigkeit:

1. Schuttformen, Grund- und Moränenschutt.

Diese sind gekennzeichnet durch gerundete, geglättete, teilweise gekritzte Stücke von verschiedener Größe und Herkunft in einer sandig-lehmigen Grundmasse eingebettet. End- und Seitenmoränenschutt ist lockerer, während Grundmoränenschutt betonartig fest ist und dem Untergrund gleichgerichtet laufende Schieferungsspuren zeigt. Die Formen des Endmoränenschuttes sind im flacheren Gelände bogenförmige Wallgebilde,

in steileren und engeren Tälern haben sie in der Regel Schuttkegelform. Die Seitenmoränen bilden langgestreckte Wallgebilde. Die Grundmoränen zeigen sich in den Tälern als eine mächtige Decke. Schräge und wagrechte Hangstufen, die Rückgangsstufen, werden fast durchwegs aus Grundmoränenschutt gebildet und ordnen sich stufenförmig an den Hängen übereinander an. Der Firnbodenschutt bedeckt das Gebiet in seinen flachen Verebnungen.

Sehr bezeichnend sind in den vereisten Tälern die zahlreichen Schutthügel eiszeitlicher Flußablagerungen, Hochterrassen mit vertragenem und unvertragenem Lößlehm, darunter vielfach Riß II-Schotter mit Restspuren der Riß-Würm-Zwischeneiszeit.

Sämtliche aufgeführten Formen heben sich auffallend von den allgemeinen Geländeformen ab und tragen die Zeichen ganz junger Entstehung. Ihre restlose Eingliederung in die allgemeinen Geländeformen steht noch aus.

2. Felsformen.

Eigentümlich für stark vereistes Gelände sind die zahlreichen Irrblöcke, besonders auf End- und Seitenmoränen. Anstehender Fels im stark vereisten Gelände trägt stets die Formen von Rundhöckern, auch unter Grundmoränenschutt. Irrblöcke und Rundhöcker bestehen stets aus frischem Gestein, wiederum ein Beweis für ganz junge Entstehung.

3. Hohlformen und Becken.

Die größten eiszeitlichen Hohlformen liegen in den großen Karen vor, die fast keinen Grundmoränenschutt mehr tragen. Eiszeitlicher Herkunft sind die Seebecken und die meist vermoorten Rest-Zungenbecken innerhalb des Endmoränengürtels. Diese abflußlosen Wannen sind dem allgemeinen Entwässerungsnetz nicht angeschlossen. Hierher gehören auch die stufenkarartigen Quellzirken mit Stufen aus Grundmoränenschutt und die seelosen Kare (alte Schwelle, Rachelkar-Nord).

Eiszeitlicher Herkunft sind auch die U-förmigen Täler, besonders am Ausgang größerer Firnmulden.

b) Bildungen durch periglaziales Klima:

1. Blockmeere: Blockmeere am Fuße von Felsriegeln und Felswänden.
Blockmeere an Hängen ohne darüber sichtbar anstehenden Fels.
Blockmeere auf und um freistehende Berggipfel.
2. Fließerden.

2. Geländeformen im unvereisten Gebiet.

Beobachtungsgebiet ist das Gelände unter 480 m Höhenlage.

1. Schuttbildung.

Die Untersuchungen der Aufschlüsse im nicht vereisten Gebiet ergibt regelmäßig Folgendes:

1. Die Gesteinsbestandteile der Lagen A und B des Bodenprofils¹⁾ entstammen dem anstehenden Gestein.
2. Die Lage C, der Rohboden, ist fast stets außerordentlich mächtig und geht allmählich in das festere Gestein über. Rostbraune Farben herrschen hier vor.
3. Frisches Gestein ist nur in den tieferen Aufschlüssen anzutreffen.

2. Felsformen.

Natürlich gebildete Felsformen sind nicht zu beobachten, ebensowenig einzeln umherliegende frische Felsblöcke. Frischer Fels ist stets mit den ganzen Stufen der gewöhnlichen Gesteinsaufbereitung durch Verwitterung überdeckt.

3. Hohlformen.

Die größeren Täler sind in der Regel außerordentlich flach und breit und zeigen geringes Gefälle, das sich stark dem kleinsten möglichen Gefälle nähert. Wo sich Seitentäler von der Grundlinie 330 m dem Gebiet über 420 m Höhenlage nähern, nehmen sie tief eingeschnittene Formen an; das Gefälle wächst hier zusehends. Beim Rückschreiten der Täler in das Gebiet der 430 m-Verebnung verflachen sich auch die Taloberläufe zu seichten Mulden. Die Mulden sind umso flacher, je weiter sie von der Hauptabschwemmungsfläche entfernt sind (Saulburg, Kinzachtal). Die kleinen Wasserläufe haben ihren Ursprung meist in deutlich herausgearbeiteten Quellnischen.

4. Gipfelformen.

Das nicht vereiste Gebiet zeigt folgende Gipfel- und Rückenformen:

1. Die einzelstehenden Berge haben durchwegs Kuppenform und tragen keine frischen Felsaufschlüsse; ihre Erhebung ist größer als das Mittel der Verebnungsfläche, über die sie sich erheben; sie sind als Inselberge anzusehen.
2. Die langgestreckten Rücken sind sämtliche oben flach abgerundet; sie stellen Reste der Zwischentalscheiden dar.

5. Hangformen.

1. Die großen und kleineren Muldenhänge haben vielfach Formen der absteigenden Entwicklung mit einem Gefälle, das dem kleinsten möglichen Gefälle nahe kommt.
2. Das Talzwischenstück von der Hauptabschwemmungsfläche von 330 m-Höhenlage im Übergang zu den Mulden in der 430 m-Ver-

¹⁾ Hinsichtlich der Gliederung des Bodenprofils vgl. die Ausführungen von F. MÜNCHSDORFFER in den Begleitworten zu der von ihm bearbeiteten Bodenkarte Bayerns 1:400 000 S. 5. München 1929. Im Verlag des Bay. Oberbergamtes.

ebnungsfläche ist eng und zeigt stärkeres Gefälle, das im Vordringen gegen die Mulden ist. In diesem Talstück zeigen die Hänge ausgesprochene aufsteigende Entwicklung mit bezeichnenden ausbuchtenden Formen. Die aufsteigende Entwicklung dringt gegen die Zwischentalscheiden vor. Der Talausgang der Seitentäler ins Haupttal verbreitert sich zusehends und trägt die flache Talform der Hauptabschwemmungsfläche, in unserem Falle von 330 m, gegen die 430 m-Fläche vor. Durch Erweiterung der Täler und Abtragung der Zwischentalscheiden werden die gleichen Formen geschaffen, die von der 430 m-Verebnungsfläche abgetragen werden. Im Übergang von der 330 m-Fläche zur 430 m-Fläche tragen sämtliche Hänge aufsteigende Formentwicklung. Die Abschwemmungsfläche ist stets gekennzeichnet durch die Wasserlinie an der Knickstelle zur aufsteigenden Entwicklung. Die Unterlage, über welche die Abschwemmungsfläche hinwegschreitet, hat nur geringe Neigung, die sich stark dem kleinsten möglichen Gefälle nähert. Die Hauptabschwemmungsfläche bildet für das beschriebene Gebiet das Donautal.

Von den eiszeitlichen Formen ist auch nicht etwas Ähnliches im nichtvereisten Gebiet zu finden, so daß sich die Beweiskraft der angeführten Eiszeitspuren dadurch erhöht.

3. Formen des nichtvereisten Gebietes im vereisten Gebiet.

Von 480 m aufwärts war das Gebiet vereist. Nachdem bei Saulburg vereiste und nicht vereiste Verebnungsflächen so nahe nebeneinander beobachtet werden können, soll an einem Beispiel die Wirkung der Vereisung auf einer Verebnungsfläche gezeigt werden.

1. Die vereisten Verebnungsflächen um Saulburg und Wiesenfelden.

Zwischen der nichtvereisten 430 m-Verebnungsfläche und dem 630 m-Muldengebiet um Wiesenfelden liegt eine Verebnungsfläche um 530 m, die bereits Spuren der Vereisung trägt, hauptsächlich des Riß-I-Vorstoßes.

Das 630 m-Muldengebiet hat in großen Zügen das gleiche Aussehen wie die beschriebene 430 m-Fläche. Bei Wiesenfelden sind die Hauptformen sogar noch besser ausgebildet.

Vereinzelte Inselberge um 700 m Höhenlage in der 630 m-Verebnungsfläche tragen frisches anstehendes Gestein. Die flachen Zwischentalscheiden haben in der Regel ihre flache Rückenform gut erhalten. Die Mulden um 530 m und 630 m Höhenlage besitzen tobeltartigen Ausgang mit stärkerem Gefällsbruch, von dem aus die weitere Zertalung fort-schreitet.

Die Feststellung von Endmoränen am Ausgang der Mulden oder in engen Tälern allein ermöglichte es, in den flachen Mulden die Eiszeit-spuren in Form von Irrblöcken und schlecht ausgebildeten Grundmoränenschutt mit Sicherheit zu bestimmen. Die starke Freistellung der

Gipfelfelsen auf den Inselbergen hängt sicherlich mit den eiszeitlichen Verhältnissen zusammen, wenn auch die einspringenden Formen durch die alte absteigende Hangentwicklung bereits vorgebildet war. Die einzelnen kleineren Blockmeere um die Gipfel weisen darauf hin, daß die Gipfel während der Vereisung schneefrei waren und von der periglazialen Verwitterung angegriffen werden konnten.

Die großen ausgedehnten Mulden ermöglichten eine größere Anhäufung von Firnschnee, das außerordentlich schwache Gefälle ließ aber selten eine auch nur geringe Eisbewegung zustande kommen. Darum tragen auch die wenig geneigten Geländeformen ihren ursprünglichen Verwitterungsschutt; nur in den Muldenschlüssen, wo von der Abschwehmungsfläche aus das Gelände etwas steiler wird, zeigen sich auch Eiszeit Spuren, meist in Form von Irrblöcken auf Grundmoränenschutt.

Die 630 m-Verebnungsfläche stand unter der Wirkung des Riß-I- und Würm-II-Vorstoßes; beide haben aber die ursprünglichen Geländeformen nicht nennenswert zu verändern vermocht. Stärkere Veränderung zeigen lediglich die Hangformen mit aufsteigender Entwicklung der 530- und 630 m-Fläche. Die Zuformung der Inselberge ist eine Wirkung des periglazialen Klimas.

2. Weitere Verebnungsflächen im Gebiet.

Muldenflächen von der Art der Wiesenfeldener 630 m-Verebnungsfläche finden sich, wenn auch nur in Resten, in Höhenlagen von etwa 750 m, 830 m, 930 m, 1020 m, 1120 m, 1220 m, 1320 m und 1420 m. Sie sind voneinander getrennt durch je einen Streifen von Hängen mit aufsteigender Hangentwicklung.

W. PENCK bezeichnet derartige Verebnungsflächen als Piedmontflächen,¹⁾ die stufenförmige Anordnung von Piedmontflächen übereinander als Piedmonttreppe²⁾ (W. PENCK, Die morphologische Analyse, 1924).

HANS SCHULZ weist in seiner Arbeit „Morphologie und randliche Bedeckung des Bayerischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland“ (Neues Jahrb. f. Min. usw. Beilagenband LIV. Abt. B 1926, S. 289—349) bereits auf verschiedene Verebnungen in 420 m, 550 m, 750 m, 830 m und 1200 m Höhenlage hin.

Die 630 m-Verebnung ist am schönsten ausgebildet bei Wiesenfelden, um Aden, bei Schloßbau und bei Zwiesel. Von der 920 m-Fläche sind geringere, von der 1020 m-Fläche wieder größere Reste erhalten (bei Hurkenthal). Von größerer Ausdehnung ist wieder die 1120 m-Fläche im Arbergebiet, Falkensteingebiet, bei Oberbreitenau, Hirschenstein usw.

¹⁾ Verebnungsfläche, Rumpffläche, welche ein zentrales Bergland umgibt, wie z. B. die Harzhöhe.

²⁾ Stufenartig übereinander angeordnete Wiederholung mehrerer gleichartiger Rumpfflächen.

1220 m- und 1320 m-Verebnungsflächen tragen nur die höchsten Erhebungen: Arbergebiet, Rachelgebiet, Lusen.

Die Piedmonttreppe tritt besonders sehr deutlich hervor im Gebiet zwischen Rachel und Lusen.

Gipfel, die innerhalb des Höhenbereiches einer Verebnungsfläche liegen, haben in der Regel *Kuppenform*; die Zwischentalscheiden stellen sich als runde Rücken dar. Inselberge und Zwischentalscheiden, die von der nächst höheren, aber schon zerstörten Verebnungsfläche stammen, haben spitze, schroffe Formen, die Inselberge eingebuchtete Hänge und Felsspitzen; die Reste der Zwischentalscheiden haben ebenfalls einspringende Hänge und schroffe Felskämme, die Riegel.

Verebnungsflächen und Eisbedeckung in höheren Lagen.

Die ursprünglichen, alten Landflächenformen, mindestens der 1020 m-Verebnungsfläche aufwärts, sind unter der Wirkung von fünf Eisvorstößen, zwei in der Rib- und drei in der Würm-Eiszeit, gestanden. Dementsprechend sind auch dort die Eiswirkungen größer als in den tiefer liegenden Flächen, über die nur zwei oder unter 520 m nur ein Eisvorstoß hinweggegangen sind.

Die Muldenböden und die flachen Rücken mit dem fast kleinsten möglichen Gefälle haben wenigstens bei großer Ausdehnung unter der Eiswirkung kaum gelitten, da keine oder doch nur geringe Eisbewegung stattfinden konnte. Diese Formen sind daher am besten erhalten.

Anders ist es bei Geländeteilen mit stärkerer Neigung. Hier war die Eisbewegung und infolgedessen auch die Abtragung größer. Solche Geländeteile sind im Muldengebiet die Muldenschlüsse von der Wasserlinie aufwärts, die Hänge der Inselberge und Inselrücken, die Hänge zwischen den einzelnen Piedmontflächen. Aus den Muldenschlüssen und Quellnischen wurden stufenkarartige Gebilde; an Inselbergen und Inselrücken wurde, soweit sie von Eis bedeckt waren, die ursprüngliche einbuchtende Form weitergebildet. Wo infolge größerer Hangneigung oder südlicher Lage sich kein Schnee halten konnte, verfiel die Hangfläche den Wirkungen des periglazialen Klimas; es entstanden Felsenmeere. Geringe Reste der Piedmonttreppe wurden durch die geschilderten Kräfte vollends zerstört.

Unterschiede in den Schuttbildungen.

Auf den wenig angegriffenen Verebnungsflächen auch in großer Höhenlage, wie Aufschlüsse zeigen, ist der regelmäßige Verwitterungsschutt noch in ziemlicher Mächtigkeit erhalten (Aufschluß Trockene Grube, Arbergebiet, Lakkaberg).

An den steilsten Stellen fehlt er meist ganz (Karwände in N.-Lagen, Blockmeere in S.-Lagen). An nicht zu steilen Stellen ist das Gelände wohl mit Schutt bedeckt, aber auf der rundhöckerartig zugeschliffenen frischen Felsunterlage fast ausschließlich mit eiszeitlichem. An weniger geneigten

Stellen liegt schwach ausgebildeter Moränenschutt dem durch Verwitterung aufbereiteten Gesteinsschutt auf.

Aus den landschaftlichen Verhältnissen erkennen wir, daß die Bahnen der Eisbewegung durch die voreiszeitlichen Geländeformen bestimmt waren und der Grad der Bewegung von der Neigung der ursprünglichen Formen abhängig war. Stellen für besonders günstige Eisbewegung bildeten die Gebiete mit aufsteigender Geländeentwicklung zwischen den einzelnen Piedmontflächen und die Gipfel- und Rückenhänge mit absteigender Entwicklung. Im Gebiet mit fast erstorbener Abschwemmungstätigkeit fand auch keine nennenswerte Eisbewegung statt.

Dem Grad der Bewegung entspricht auch jeweils die Ausbildung des Gehängeschutts. An Stellen geringerer Bewegung herrscht der gewöhnliche chemisch aufbereitete Verwitterungsschutt vor, während an Stellen stärkerer Bewegung der Schuttanteil des gewöhnlichen Verwitterungsschuttes ab-, der durch äußere Kräfte bereitete Schutt zunimmt.

Zusammenfassend ergibt sich, daß durch die Eisbedeckung die Hauptformen des Geländes weder gebildet noch zerstört, wohl aber im Sinne der Eisbewegung ausgestaltet wurden.

Die Eisbedeckung wirkte am weniger geneigten Gehänge eher erhaltend, während die nicht mit Eis bedeckte Landschaft viel stärker durch periglaziale Verwitterung Veränderungen erlitt.

4. Die Seekarbildung.

1. Die voreiszeitlichen Formen in den Seekargebieten.

Die Seekare stellen die Gebiete stärkster Eistätigkeit dar. Sämtliche Kare haben N.- bis O.-Lagen. In diesen Lagen ist auch auf anderen Geländeteilen die Eistätigkeit erheblich besser ausgeprägt, wenn es auch nicht immer zur Karbildung gekommen ist. Da die Bahnen und der Grad der Eisbewegung von den ursprünglichen Geländeformen bestimmt waren, gibt die Betrachtung der ursprünglichen Geländeformen in den Karbezirken Aufschluß über die landschaftlichen Vorbedingungen der Karentwicklung.

In den Seekargebieten sind die Reste von Piedmontflächen und der Piedmonttreppe stets noch zu erkennen.

Eingetieft in die 930 m-Verebnungsfläche liegen:

Der Große Arbersee	934,4 m
Der Kleine Arbersee	919,0 m

In der 1020 m-Fläche liegen:

Der Schwarze See	1008 m
Der Teufels-See	1030 m

In der 1120 m-Fläche liegen:

Der Lakkasee	1096 m
Der Stubenbacher See	1079 m
Der Rachelsee	1067 m

Das Rachelkar-Nord 1050 m

Der Plöckenstein-See 1098 m

Maßgebend für diese Einordnung war die mittlere Höhe der den See umgebenden Flächenreste.

Auch in den Seewänden, mindestens aber in den anschließenden Geländeteilen, läßt sich die Piedmonttreppe nachweisen, besonders deutlich z. B. am Rachelsee. Das Eis hat in den Seewänden wohl den Aufbereitungsschutt abzutragen vermocht, konnte aber nicht die Flächenreste im frischen Gestein, soweit eben die Gesteinsaufbereitung vorgedrungen war, beseitigen.

Die Seewände streichen durch folgende Piedmontflächenhöhenunterschiede:

Grundfläche 930 m-Fläche (Seelage):

Große Arberseewand: 1020 m, 1120 m, 1220 m, 1320 m.

Kleine Arberseewand: 1020 m, 1120 m, 1220 m, 1320 m.

Grundfläche 1020 m-Fläche:

Schwarze Seewand: 1120 m, 1220 m, 1320 m.

Teufelseewand: 1120 m, 1220 m, 1320 m.

Grundfläche 1120 m-Fläche:

Lakkaseewand: 1220 m, 1320 m.

Stubenbacherseewand: 1220 m, 1320 m.

Alte Schwelle-Wand 1220 m, 1320 m.

Rachelseewand: 1220 m, 1320 m, 1420 m.

Rachelkar-Nord: 1220 m, 1320 m, 1420 m.

Plöckensteinwand: 1120 m, 1320 m.

Daraus ist zu ersehen, daß sich die kleinste Seewand mindestens durch zwei Piedmontflächen-Höhenunterschiede zieht, die größte Seewand im günstigsten Falle durch vier.

Beispiel einer begonnenen, aber nicht vollendeten Seewandbildung.

Das im Arbergebiet liegende Quellgebiet und Tal der Kleinen Deffernik verläuft gleichgerichtet zum Seebachtal. Das Gefälle des Defferniktales ist bedeutend weniger ausgeglichen als das des Arberseebachtales. In einem schroffen Knick bei großer Steilheit geht das Tal mit Wasserfällen (Pfeifenfälle) in die Flachmulde der Wildau über. An der Abtragungsfläche der 1120 m-Fläche (Hohe Zell) geht das Gelände an einer breiteren Stelle mit großer Steilheit (teilweise 45°) in die 1220 m-Fläche über. An den steilsten Stellen fehlt der Schutt vollkommen und das anstehende frische Gestein trägt Rundhöcker, ein sicheres Zeichen stärkster Eistätigkeit. Am Fuße des Steilhanges liegt eine bereits vermoorte Mulde, an die sich ein schön ausgebildeter Moränenwall anschließt. Die Spuren zeigen deutlich, daß hier die Eismenge nicht ausreichte, die begonnene „Seewandbildung“ zu vollenden, obwohl grundsätzlich betrachtet, in der Bildung ein regelrechtes Seekar mit Moränenwall, Karboden und Seewand

vorliegt. Die Bedingungen Ost-Lage und Höhen-Lage sind ebenso günstig wie im Arberseekar, aber es stand für die Bildung nur ein Piedmontflächen-Höhenunterschied zur Verfügung, während es im ungünstigsten Falle, wie am Lakkasee, Stubenbacher See, an der Alten Schwelle, wenigstens zwei Höhenunterschiede waren.

Ein Piedmontflächen-Höhenunterschied genügte also unter sonst günstigen Bedingungen nicht für eine ausgeprägte Seekarbildung. Daher sind an Hängen mit aufsteigender Entwicklung zwischen den einzelnen Piedmontflächenresten auch unter sonst günstigen Bedingungen keine richtigen Kare zu finden; meist sind die Quellnischen stufenkarartig durch Eis ausgeformt.

Anders liegen die Verhältnisse in den Seekaren. Diese waren vor der Vereisung etwa in folgendem Zustande:

Die Seitentäler waren von der Hauptabtragungsfläche weit in das innerste Bergland vorgedrungen. Die Piedmontflächenreste bildeten im Talschluß als schmale Bänder eine steile Treppe. Die Hanggebiete mit Formen aufsteigender Entwicklung lagen nahe aneinandergerückt. Die mittlere Neigung des Talschlusses wurde dadurch erhöht.

2. Wirkungen der Eisvorstöße in diesen Formen.

Es setzte die Vereisung ein. Da der Riß-I-Vorstoß eine Vereisung bis 480 m, der Riß-II-Vorstoß bis etwa 800 m zur Folge hatte, waren während dieser Zeit zweifellos auch diese Hohlformen mit Firnmassen erfüllt, die sicherlich auch bereits die Ausräumung der Formen einleiteten.

Die weitere Ausräumung der Hohlformen erfolgte dann nach der Zwischeneiszeit durch Würm-I- und II-Vorstoß, während durch den Würm-III-Vorstoß die völlige Ausräumung vollendet wurde.

An der Ausbildung der Seekare haben also fünf Eisvorstöße teilgenommen. Von größter Wirkung waren die Eisvorstöße, bei denen sich bei Eintritt eines neuen Vorstoßes in den Hohlformen bereits größere ältere Firnmassen befanden. Es waren dies Riß-II- und Würm-III-Vorstoß mit Firngrenzen von rund 800 und 1000 bis 1100 m. Die Resteis-massen erhielten nach Einsetzen des neuen kürzeren Vorstoßes Zuwachs, verfielen dann einer starken Verfirnung, wodurch größere Eismassen in Bewegung kamen. Hieraus erklärt sich die Erscheinung der großartigen Eisarbeit in den Seekaren. Von den Schneemassen einer überhaupt erst einsetzenden einmaligen Vereisung mit einem mittleren Firngebiet zwischen 1000 und 1100 m hätte diese Arbeit allein nicht geleistet werden können, noch weniger aber von vereinzelt Firnflecken, wie bisher angenommen wurde.

3. Die voreiszeitlichen Formen und ihre besondere Bedeutung für die Ausformung der einzelnen Kare.

Die Wirkung der Eisarbeit in den Karen ist nicht allein von der vorhandenen Firmenge abhängig, sondern wird ausschlaggebend bestimmt

durch den Neigungsgrad des Geländes, der in engster Beziehung steht zu den voreiszeitlichen Geländeformen.

Zweifellos stehen auch Form und Tiefe der Seen in ursächlichem Zusammenhang mit den ursprünglichen Geländeformen.

Lakkasee, Großer und Kleiner Arbersee, Rachelsee, Alte Schwelle und Plöckensteinsee liegen in einem ziemlich breiten und flachen Piedmontflächenrest, gegen den die Zertalung noch nicht allzuweit fortgeschritten ist. Die Seen haben ein langgestrecktes Becken, dessen Tiefe im Vergleich zum Einzugsgebiet und zur Firnschneemasse unbedeutend ist.

Schwarzer See, Teufelssee und Stubenbachersee sind in einem schmalen Flächenrest eingetieft, gegen den die Zertalung schon ziemlich fortgeschritten ist. Die Seen haben mehr runde Formen und weisen trotz geringerer Einzugsgebiete die größten Tiefen auf.

Hieraus läßt sich der Schluß ziehen, daß Form und Tiefe der Seen in einem Abhängigkeitsverhältnis zu den voreiszeitlichen Formen stehen. Bei der Ausformung vom Schwarzen See und vom Teufelssee spielte wohl auch die geringe Festigkeit und leichte Verwitterbarkeit des Glimmerschiefers eine Rolle, Umstände, die bereits in den voreiszeitlichen Formen ihren Ausdruck fanden.

Auf ausgedehnteren und damit weniger geneigten Flächenresten hatte das Eis einen größeren Widerstand zu überwinden, um die gleichen Wirkungen zu erzielen wie auf schmälere und damit stärker geneigten Flächenresten. An der Knickstelle vom Flächenrest zu den Hängen mit aufsteigender Entwicklung (Seewand) mußten sich die Eismassen stauen und erst bei größerer Eisansammlung konnte eine Eisbewegung stattfinden. Aus der mächtigeren Eisdecke ergab sich naturgemäß auf die flache Unterlage ein stärkerer Druck als im steileren Gelände. Der Angriff auf die Unterlage war hier am stärksten. Daher wurde an der Knickstelle nach Abräumung des Verwitterungsschuttes die Felsunterlage am stärksten angegriffen und ein gutes Stück des Sees aus dem Fels herausgearbeitet (Großer und Kleiner Arbersee, Rachelsee, Lakkasee). Beim Großen Arbersee ist der hintere See ganz in Fels eingebettet. Die seichte Stelle bei der Halbinsel bildet die Felsschwelle, die den hinteren, seichteren See vom vorderen, tieferen Becken abgrenzt. Derartig ausgeprägte Verhältnisse sind an keinem See des Bayerischen Waldes mehr zu beobachten.

Die Bearbeitung großer Felsteile erforderte bedeutend mehr Kraftaufwand als die einfache Abtragung des Verwitterungsschuttes, der vor der Vereisung die Karwände ebenso bedeckte wie heute noch den frischen Fels im nichtvereisten Gebiet.

Die Größe der bearbeiteten Felsflächen gibt einen gewissen Maßstab für den Wert der Eisarbeit, nicht etwa die Größe und Tiefe der Seen. Die größte Felsarbeit zeigt sich am Großen und Kleinen Arbersee, am Rachelsee und Plöckensteinsee.

Bei diesen Seen liegt die größte Tiefe nicht im hinteren, sondern im vorderen Teil, da, wo der anstehende Fels abfällt und der Grundmoränenschutt beginnt. In Seen mit geringerer vom Eis bearbeiteten Felsfläche, wie Teufelssee, Schwarzer See, Stubenbacher See, liegt die größte Tiefe nahe der Seewand oder gegen die Mitte zu. Die Seewand fällt hier ziemlich steil gegen die tiefste Stelle ab, bis der Grundmoränenschutt beginnt, während in den übrigen Seen die Seewandfelsen sich als flacher Felsboden weit in den See hinein erstrecken.

Zusammenfassung:

Wesentlich für die Entstehung eines Seekares im Gebiet waren: 1. Ein weit in das innerste Bergland von nicht unter 1300 m Höhenlage zurückgreifender Talschluß, in dem sich mehrere, mindestens aber zwei Piedmontflächenreste nahe zusammendrängten und so ein günstiges Gefälle in Form einer Piedmonttreppe auf engem Raum schufen.

2. Die Lage der See-Piedmontfläche über 900 m.

3. Die Lage des Talschlusses in N.- bis SO.-Lagen, die eine größere Schneeanhäufung und -erhaltung ermöglichte.

Die heutigen Seekare sind nicht das Ergebnis eines Eisvorstoßes, sondern es haben fünf Eisvorstöße daran gearbeitet; in der Riß-Eiszeit zwei, in der Würm-Eiszeit drei Vorstöße. Ihre letzte Gestalt erhielten sie durch den Würm-III-Vorstöß.

Gesamtergebnis:

1. Die Tatsache der Vereisung des Bayerischen Waldes konnte an folgenden Spuren nachgewiesen werden: Moränen: Grund-, End- und Seitenmoränen, Hangstufen aus Grundmoränenschutt, Irrblöcke, Rundhöcker, Lößbildungen.

2. Die Feststellung der räumlichen Ausdehnung der Vereisung ergab: Das ganze Gebiet des Bayerischen Waldes war bis 480 m herab vereist. Nicht vereist waren die Gebiete unter 480 m, dann steilere Hänge mit Südlage innerhalb des vereisten Gebietes und höhere freistehende steilere Berggipfel.

Die zeitliche Ausdehnung der Vereisung umfaßt zwei Vereisungszeiträume, die Riß-Eiszeit mit zwei und die Würm-Eiszeit mit drei Vorstößen.

4. Die voreiszeitlichen Formen, Piedmontflächen und Piedmonttreppen (nach W. PENCK) sind noch gut erhalten. Sie wurden nur im Sinne der Eistätigkeit weiter ausgestaltet.

5. Die bezeichnenden Formen der Eistätigkeit bilden die Seekare. Eigentliche Gletscher konnten nur für den Würm-III-Vorstöß nachge-

wiesen werden; sie lagen in den Seekaren. Die übrigen beschriebenen Endmoränenbildungen verdanken nur kleinen Firnmuldengletschern ihre Entstehung. Talgletscher im eigentlichen Sinne gab es auch während des Reiß-I- und Würm-II-Vorstößes nicht. Es fand nur eine ausgedehnte Talvereisung mit geringer Bewegung statt.

6. Nicht von Eis bedeckte Gipfel und steilere Hänge innerhalb des vereisten Gebietes erhielten durch die Wirkungen des periglazialen Klimas ihre heute für den Bayerischen Wald so eigenartige Ausgestaltung in Form von Blockmeeren. Fließerden wurden ebenfalls beobachtet. Im nicht-vereisten Gebiet waren nach den Spuren die Wirkungen des periglazialen Klimas anscheinend gering.

In vorliegender Arbeit ist damit der Nachweis erbracht, daß auch der Bayerische Wald wenigstens die Spuren der beiden letzten Vereisungen trägt. Von älteren Vereisungen konnte nichts beobachtet werden.

Infolge der geringen Höhe des Gebietes und der östlichen binnländischen Lage waren die Niederschläge und damit die Eismengen geringer als in den westlicheren Gebieten, aber sie waren immerhin noch so stark, daß sich Spuren ihrer Tätigkeit noch auffinden lassen.



Anhang.

I. Übersicht über die Bodenunterlagen.

Gelegentlich der Untersuchungen zur vorliegenden Arbeit konnten nach ihrer Entstehung folgende Bodenunterlagen festgestellt werden:

1. Bodenunterlagen, welche hauptsächlich der chemischen Verwitterung ihre Entstehung verdanken:

Der Schutt besteht aus dem gänzlich aufgelösten anstehenden Gestein. Ein Durchschnitt zeigt von oben nach unten alle Entwicklungsstufen der Gesteinsaufbereitung: Lehmige, sandige Massen von gelblicher bis rötlich-brauner Farbe, allmählich übergehend in das angewitterte, weniger zerstörte Gestein. Im Übergangsbereich vom gänzlich aufbereiteten Schutt in das noch etwas festere, anstehende Gestein, liegt ein Wasserstockwerk. Auf den Resten der Verebnungsflächen und zwar auf den Rücken der Zwischentalscheiden liegt der Schutt noch ungestört auf seiner Entstehungsstätte. Eine passende Bezeichnung dafür wäre Verebnungsschutt oder Primärschutt.

An den Hängen der Zwischentalscheiden ist der Schutt bereits gewandert oder in Wanderung begriffen, ohne aber seine Eigenschaften nennenswert geändert zu haben. Er könnte als Hangschutt oder pri-

märer Wanderschutt bezeichnet werden. Die Grenzen zwischen diesem und dem Primärschutt lassen sich nicht scharf ziehen.

Wo der Hangschutt die Wasserlinie der Zertalungsmulde überschritten hat, zeigt er ganz andere Eigenschaften: er ist dann meist von grauer bis blaugrauer Farbe, reich an Tonbestandteilen und wasserundurchlässig. Er bedeckt den flachen Muldenboden, der stets naß, manchmal sogar überrieselt ist. Hier gedeiht meist nur die Flora nährstoffarmer Böden. Dieser Muldenschutt oder sekundäre Wanderschutt ist durch die Wasserlinie scharf vom Hangschutt getrennt.

2. Bodenunterlagen, welche hauptsächlich der mechanischen Verwitterung ihre Entstehung verdanken.

a) Durch die Tätigkeit des Eises entstanden die Moränenschuttformen.

Der Moränenschutt ist ein Ergebnis der mechanischen Gesteinsaufbereitung, mehr oder minder stark vermischt mit chemisch aufbereitetem Verwitterungsschutt; er ist verhältnismäßig jung. Die physikalischen Eigenschaften sind günstig. Die große Durchlässigkeit verursacht auch bei starken Niederschlägen keine lang andauernde Wasserstauung. Die Pflanzenbestände zeigen auf wirklichem Moränenschutt gute Entwicklung.

Der Verebnungsschutt wurde unter geringer Eisbewegung und unter Eisdruck zu Firnbodenschutt. Der Gehalt an mechanisch aufbereiteten, frischen Gesteinsstücken ist gering. Stärkeren Anteil von derartigen Gesteinen weist schon der Hangmoränenschutt auf, während der Grundmoränenschutt noch günstigere Verhältnisse zeigt. Die End- und Seitenmoränen der Kare bestehen fast gänzlich aus Zerreibungsschutt. Der Gehalt an mechanisch aufbereiteten, frischen Gesteinsbrocken dürfte als Spender gewisser Nährstoffe für die Pflanzen (Kali, Kalk) nicht ohne Bedeutung sein.

b) Durch die Wirkungen des periglazialen Klimas entstanden Blockmeere, Blockströme, Fließerden.

Die Blockmeere bestehen aus einer oft mehrere Meter mächtigen, losen Anhäufung von Blöcken. Wo sich die Klüfte mit abgestorbenen Flechten und Moosen, verwehtem Laub gefüllt haben, ermöglichte der entstandene Boden bereits eine Besiedlung durch Wald.

Die Fließerden bestehen größtenteils aus Verwitterungsschutt, der infolge Bodenfließens abwanderte. Ein Teil der Fließerden dürfte auch aus mechanisch aufbereitetem Gesteinsmaterial bestehen. Die Pflanzenbestände auf Fließerden zeigen guten Wuchs.

c) Durch die Tätigkeit der Winde bildeten sich in der Eiszeit die Lössse.

Es gibt im Gebiet zweierlei Lössse, die als Bodenunterlage in Betracht kommen. Der Würm-I-Löß ist von ungefähr 450 m abwärts vom Würm-II-Löß überlagert. Er ist durchwegs kalkarm, während der Würm-II-Löß hin und wieder Spuren von Kalkausscheidungen zeigt. Der Löß ist im

ganzen Gebiet bereits zu Lößlehm umgewandelt, zeigt aber bis auf geringe Ton-Neubildungen noch seine physikalisch günstige Beschaffenheit. In hängigen Lagen ist er für Wasser noch durchlässig. In flachen Lagen wirkt er wasserundurchlässig und führt zu Vernässung, Versauerung und Moorbildung.

Vertragener Löß ist je nach der Menge des beigemischten Grundmoränenschuttes ertragreicher als reiner Lößlehm.

d) Durch die ausnagende Tätigkeit des Wassers entstanden Schotterböden und Sandböden.

Sie beschränken sich lediglich auf die größeren Flußtäler. Die Schotter sind in der Regel von gut gewachsenen Fichten bestanden. Die Sandböden dienen je nach Lage als Wiesen oder Felder.

3. Nackter Felsboden, Urboden.

Die Flächen sind von ganz geringer Ausdehnung: Seewände, Felsgipfel, Riegel. Soweit die Felsflächen nicht zu stark geneigt sind, tragen sie noch vereinzelt Bäume, die in Klüften wurzeln.

Der Ausdehnung nach sind als Bodenunterlage von Wichtigkeit: Verebnungsschutt, Hangschutt, Muldenschutt, Firnbodenschutt, Hang- und Grundmoränenschutt, Lößlehmgebildungen.

II. Übersicht über die Beobachtungen der Wasserhältnisse.

Über die Wasserverhältnisse konnte gelegentlich der Untersuchungen festgestellt werden:

a) Wasserträger sind hauptsächlich der Verebnungsschutt, der Hangschutt, der Firnbodenschutt, der Hang- und Grundmoränenschutt, in den Tälern Schotter, welche Grundwasser führen.

Der Lößlehm kommt als Wasserspeicher für Quellen nicht in Frage, ebensowenig die Blockmeere.

Der Hauptwasserhorizont unter dem Verwitterungsschutt (Verebnungsschutt usw.) liegt in dem Bereich der Kleinerklüftung bis zum Übergang in das feste Gestein.

Unter dem Moränenschutt bewegt sich das Wasser auf der Grenzfläche zwischen Moränenschutt und Felsunterlage. Die Schotter führen in der Regel das Seiwasser der Flüsse. Je nach dem Gelände sind auch manchmal die Schotter unter dem Lößlehm mit Wasser angefüllt.

b) Der Wasseraustritt: Dieser erfolgt:

1. In Quellzirken. Die Quellzirken sind am besten im Muldenschluß der flachen Zertalungsmulden entwickelt. Die Linie der Quellaustritte bildet hier die Hauptabtragungsfläche, von der aus die Zertalung des höher gelegenen Geländes fortschreitet.

In den Quellzirken, die schon in das innere Bergland vorgedrungen sind, sind die Bereiche der Quellaustritte in der Regel stufenförmig angeordnet. Der flache Grund der Zertalungsmulden ist mit dem abgewan-

derten Schutt bedeckt, der gründlich ausgewaschen und mit Ton-Neubildungen durchsetzt ist. Dieser Boden ist ständig durchnäßt, manchmal sogar überrieselt. Im Waldgelände bilden sich „Auen“ mit schlechtem Wuchs, im Wiesengelände die sogenannten „nassen Wiesen“.

In den einst vereisten Quellzirken hat die Vereisung keine grundsätzliche Veränderung der Wasserverhältnisse hervorgerufen, mit Ausnahme der Seekare. Da hier der ursprüngliche Verwitterungsschutt zum größten Teil abgetragen wurde, fehlen größere ausdauernde Quellen.

2. Austritt ohne Quellzirken.

Wo sich Moränenschutt in mächtigen Stufen übereinander aufbaut, erfolgt mit Vorliebe der Wasseraustritt an den unteren Stufenknick-Kanten. Die Endmoränen sind quellenarm, lediglich am Fuße der letzten Endmoräne treten hin und wieder beachtenswerte Quellen aus.

An Stellen, an welchen durch die Eisbewegung am Rande der Flächenreste der Verwitterungsschutt stärker beseitigt wurde, so daß der Bereich der Kleinzerklüftung ziemlich aufgeschlossen ist, treten Quellen aus, die durch Vernässungsstellen am Hangknick (Seewände) besonders gekennzeichnet sind.

Einzelquellen treten ferner aus an Fluß- und Bachufern, sofern die Wasserläufe etwa tiefer in das Gelände eingeschnitten sind.

Aus den die Flüsse begleitenden Schottern entspringen, vor allem in Tälern mit stärkerem Gefälle, Quellen, die vom Seihwasser der Flußläufe gespeist werden.

Tiefenquellen. Diese sind von den übrigen Quellen nur durch die Bestimmung der Radioaktivität zu unterscheiden. Schwache Radioaktivität zeigen sämtliche Quellen im Gebiet. Stärker aktive Quellen kommen zweifellos aus größerer Tiefe oder sie haben längere Strecken frischen Gesteins, besonders Granit oder Pegmatitgänge durchlaufen. Am stärksten aktiv sind Quellen aus tieferen Pfahlaufschlüssen und aus granitischen Gesteinen, am schwächsten solche aus injizierten Schiefen oder Mischgneisen.

Kluftquellen wurden in Granitbrüchen beobachtet. Beim Anschlagen entweicht das Wasser manchmal unter großem Druck, läßt aber rasch nach, um schließlich ganz auszubleiben.

Blockmeerquellen treten in der Regel nur nach der Schneeschmelze und nach länger andauernden Niederschlagszeiten zutage.

Moorquellen, die ihr Wasser aus Hochmooren beziehen, sind im Gebiet ganz untergeordnet.

Schlußbemerkung.

In vorliegender Arbeit wurde stets von den im Gelände angetroffenen Verhältnissen ausgegangen. Es war leider nicht möglich, auf alle auftauchenden Erscheinungen näher einzugehen. Dies muß weiterer Forschung vorbehalten werden.

Genauere Untersuchungen in den übrigen deutschen Mittelgebirgen dürften ähnliche Ergebnisse bringen, wie sie in vorliegender Arbeit für den Bayerischen Wald gefunden wurden.

Gelegentlich der Untersuchungen im Bayerischen Wald erwiesen sich die vorhandenen topographischen Karten — die neuen Karten 1:25000 sind noch nicht erschienen — und die darauf beruhenden geologischen Karten als veraltet. Eine geologische Neuaufnahme des Bayerischen Waldes auf neuzeitlichen topographischen Karten wäre nicht nur zum Vorteil der Schulen und Landwirte, sie wäre auch belangvoll im Hinblick auf die politischen Verhältnisse an der Ostgrenze.

Dem Verfasser ist es ein Bedürfnis, auch an dieser Stelle Herrn Landesgeologen Dr. FRANZ MÜNICHSDORFER für die gütige Unterstützung den herzlichsten Dank auszudrücken.

Schriftquellen.

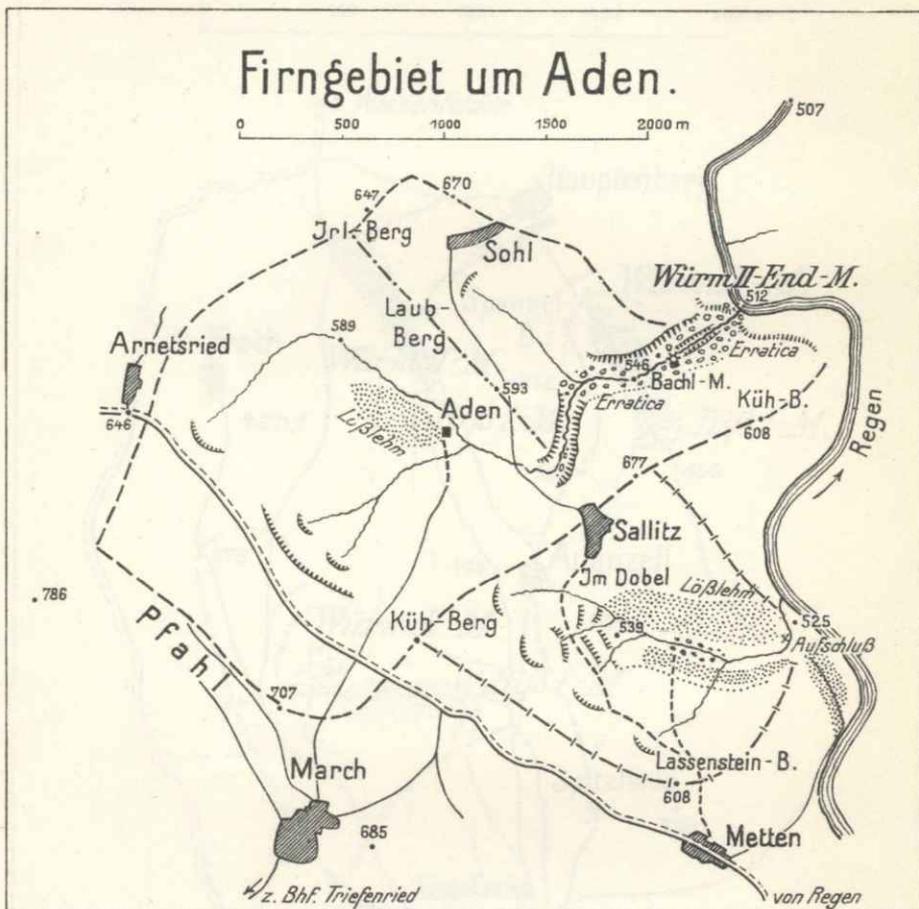
- P. WAGNER, Die Seen des Böhmerwaldes; Diss., Mitt. d. Ver. f. Erdkunde, Leipzig 1897.
- M. MAYR, Morphologie des Böhmerwaldes; Landeskundl. Forschungen, herausgegeben v. d. Geogr. Ges. München, Heft 8, 1910.
- W. PENCK, Die morphologische Analyse; Geogr. Abh., herausgegeben v. Prof. Dr. A. PENCK, II. Reihe, Heft 2, Stuttgart 1924.
- P. KESSLER, Das eiszeitliche Klima und seine geol. Wirkungen im nicht vereisten Gebiet, Stuttgart 1925.
- H. SCHULZ, Morphologie und randliche Bedeckung des Bayrischen Waldes in ihren Beziehungen zum Vorland; Jahrbuch f. Min. usw. Beilageband LIV, Abt. B. 1926.
- F. MÜNICHSDORFER, Der Löß als Bodenbildung; Geol. Rundschau, Bd. XVII, Heft 5, 1926.
- A. RATHSBURG, Die Gletscher des Böhmerwaldes zur Eiszeit; 22. Bericht der naturw. Ges. zu Chemnitz 1928.
- G. PRIEHÄUSSER, Der Bayerische Wald im Eiszeitalter: Glaziale Spuren in der Umgebung des Gr. Arbersees; Geognostische Jahreshefte 1927, 40. Jahrgang, München.
- B. EBERL, Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Augsburg 1930. (Filser.)

Karten.

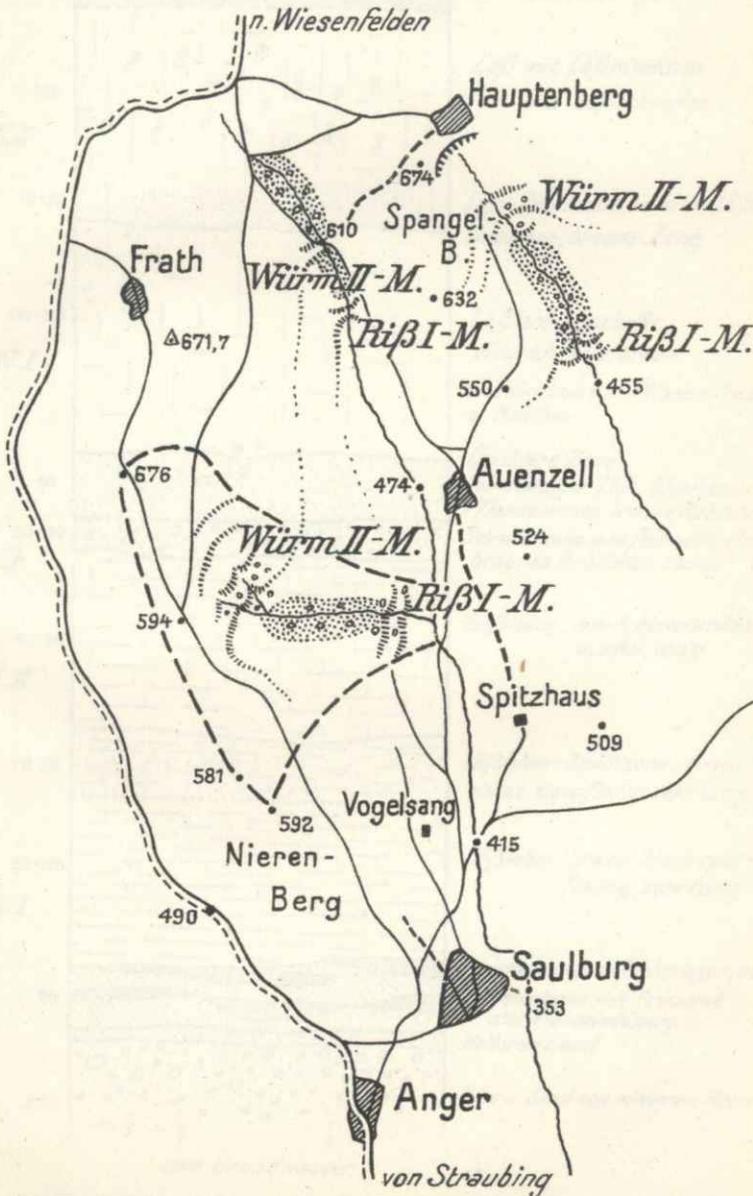
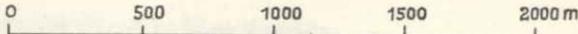
Topographischer Atlas von Bayern, 1:50 000 (Bay. Topographisches Bureau, München).

Moränen bei Sauburg.

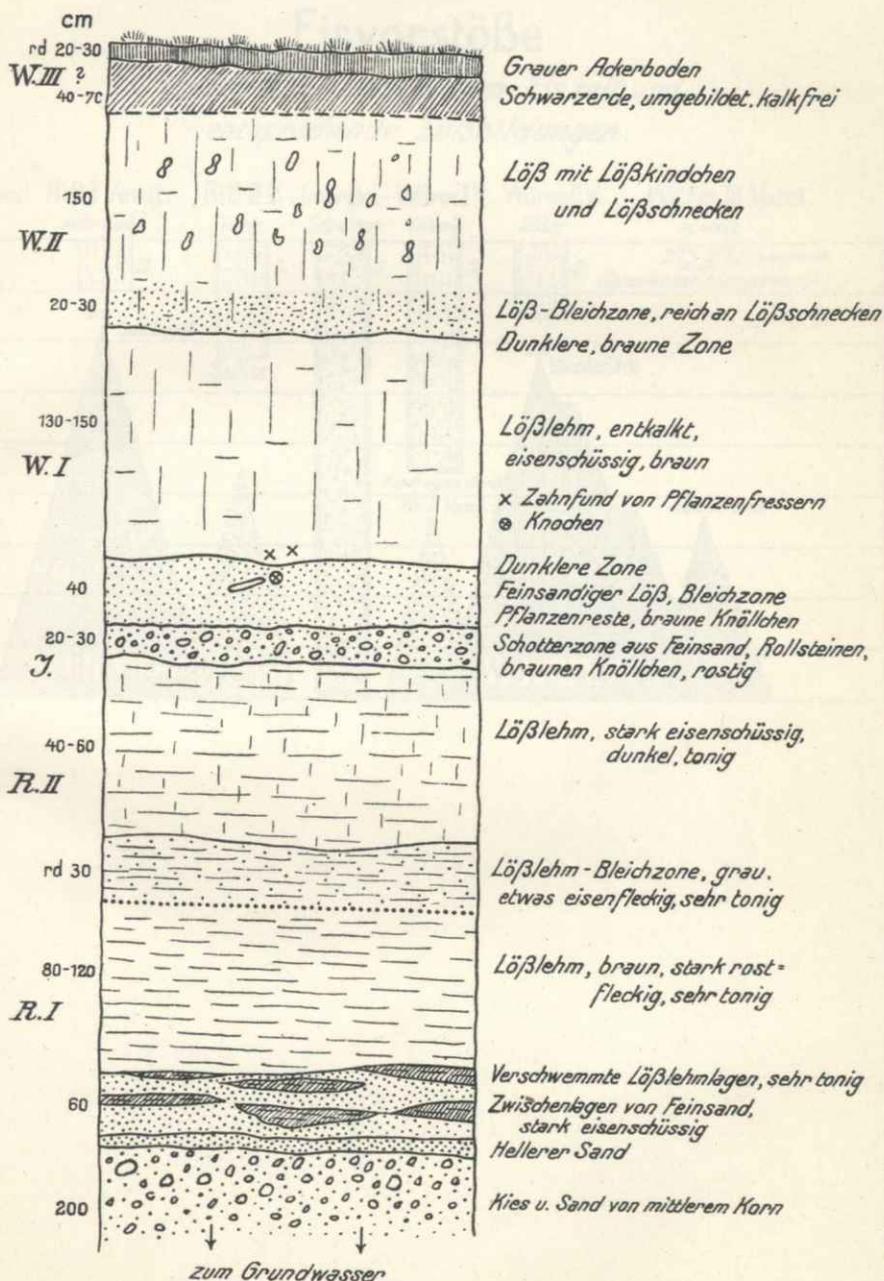
Firngebiet um Aden.



Moränen bei Saulburg.

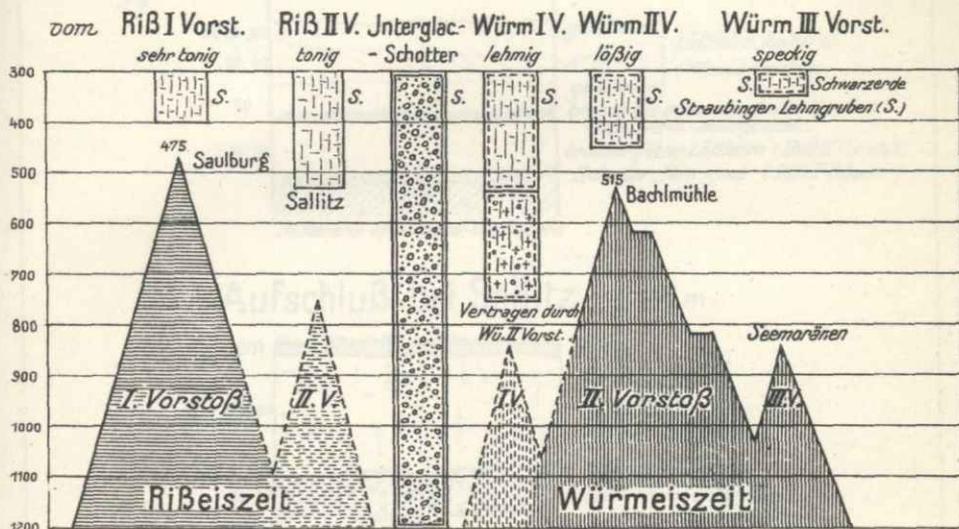


Querschnitt durch die Lehmgrube der Ziegelei Jungmair, Straubing.



Eisvorstöße

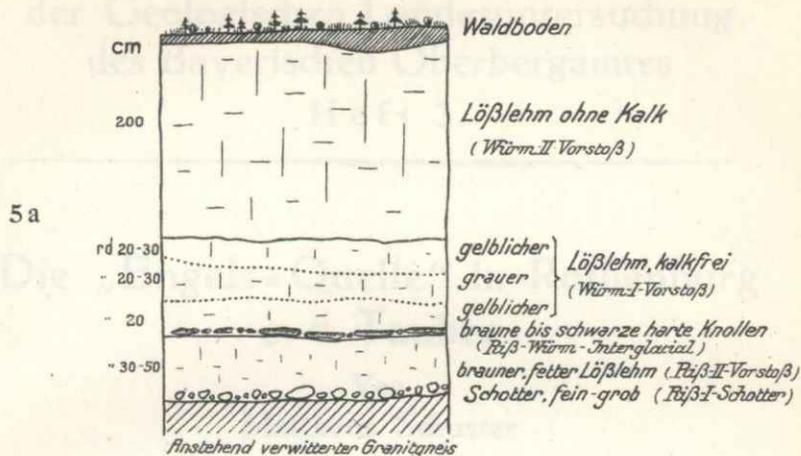
in der *Riß-* und *Würm-Eiszeit* und
entsprechende *Lößbildungen*.



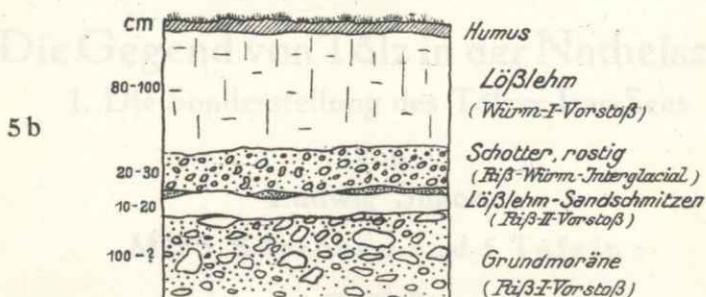
Aufschluß bei Ludwigsthal im 1900m



Lehmgrube Ziegelei Gnadendorf rd.430 m bei Mitterfels.



Aufschluß bei Sallitz rd. 515 m.



Aufschluß bei Ludwigsthal rd. 600 m.

