

Klimazahlen zur Beurteilung der alpinen Frostverwitterung

Mit 10 Tabellen

Von FRITZ HADER

In dankenswerter Weise hat K. WICHE (1) unlängst an Beispielen alpiner und außeralpiner Breccien aufgezeigt, wie bei ausschließlicher Berücksichtigung klimatischer Normalwerte die Deutung geologischer Befunde zu irrigen Auffassungen in der Beurteilung pleistozäner morphologischer Vorgänge in den Hochgebirgen und damit ganz allgemein zu schiefen paläoklimatischen Folgerungen führen kann. Die Lehre vom Klima berücksichtigt beim heutigen Stand der Forschung sowohl das Makro- als auch das Mikroklima (2), wobei in Auswertung der bedeutenden Fortschritte der synoptischen Meteorologie der bisherigen klassischen Klimatologie mit ihren gemäß der ersten HANN'schen Definition der Klimakunde zum klimatischen Normalwert führenden Arbeitsweisen eine Witterungsklimatologie zumindest gleichberechtigt zur Seite tritt (3). Unter dem Makroklima verstehen wir das uns geläufige Klima, wie es durch die bis zu 3 km mächtige Grundschicht der Troposphäre (4) bedingt und thermisch durch Messungen in 2 m Höhe abgeleitet wird (5). Jedes Makroklima spaltet sich jedoch in Bodennähe in eine mehr oder minder große Anzahl von Mikroklimaten auf, worunter wir den durchschnittlichen Ablauf der meteorologischen Elemente in der Schicht unterhalb der normalen Aufstellung der Thermometerhütte (2 m Erdbodenabstand) verstehen.

Dieses Mikroklima, das Klima der bodennahen Luftschicht, steht zum Unterschied vom Makroklima unmittelbar mit der festen oder flüssigen Erdoberfläche in Verbindung und ist daher geographisch besonders bedeutsam. Da jedoch die Geographie als die Lehre von den Ländern und Landschaften in Räumen denkt, die die Bereiche des Mikroklimas um einige Zehnerpotenzen übertreffen, wäre es abwegig, eine Sonderung zwischen Mikro- und Makroklima überall durchzuführen, da ja auch deren Grenzen fließend sind. Jedoch werden wir nicht nur in der Pflanzengeographie, sondern auch in der Geomorphologie zahlreiche Probleme der Formengestaltung nur bei Kenntnis der mikroklimatischen Gegebenheiten verstehen, also bei Berücksichtigung mikroklimatischer Abwandlungen des beobachteten Makroklimas.

Auch in Zukunft wird die Hauptmasse klimatologischen Zahlenmaterials aus dem Makroklima anfallen. Wir müssen daher trachten, Normalwerte des Makroklimas so aufzuschließen, daß sie gestatten, die ihnen in dem betreffenden Klimagebiet zukommende mikroklimatische Bedeutung abzulesen. Eine Arbeitsmethode, die, wie eingangs erwähnt, heute in zunehmendem Maße in der Klimatologie angewendet wird, wobei allerdings die oft benutzte Bezeichnung „praktische Bioklimatologie“ begrifflich zu eng ist.

Im Folgenden sollen ohne Anspruch auf Vollständigkeit neuere Zahlenreihen der Makro- und Mikroklimatologie gegeben werden, die vielleicht dem Geomor-

phologen als Grundlage dienen können, die Möglichkeit und das Ausmaß der Frostverwitterung sicherer abzuschätzen, als dies auf Grund klimatischer Normalwerte allein der Fall sein kann. Einer der Gründe, weshalb seitens des Geomorphologen dem makroklimatischen Beobachtungsmaterial oft hinreichende Beweiskraft bei der Klärung des Ausmaßes der Frostverwitterung eingeräumt wird, mag darin zu suchen sein, daß in der Handbuch-Literatur bis in die jüngste Zeit die durchschnittliche Differenz der Minimum-Temperaturen zwischen 200 und 5 cm Erdbodenabstand, wegen der oft einander scheinbar

Tabelle 1

Monatsmittel der Differenzen der Temperaturminima ($^{\circ}\text{C}$) in 5 cm und 2 m Erdbodenabstand im Frühjahr bei verschiedenen Bewölkungsgraden und Zahl der Tage mit Frostwechsel für einzelne österreichische Orte [berechnet nach L. DIMITZ (6 a)].

I = wolkenlos, II = wolkig bis wechselnd bewölkt, III = stark bewölkt bis bedeckt.

Ort:	Bewölkungsgrad				Frostwechseltage in		
	I	II	III	I—III	2 m	5 cm	Δ
Mattighofen	— 1.4	— 1.1	— 0.8	— 1.1	19	25	6
Lunz a. S.	— 1.8	— 1.2	— 0.6	— 1.2	21	25	4
Wien-Aspern	— 2.2	— 1.5	— 0.7	— 1.5	20	28	8
Admont-Kaiserau	— 3.3	— 2.8	— 0.9	— 2.3	38	55	17
Regionales Mittel:	— 2.2	— 1.7	— 0.7	— 1.2	28	33	5

widersprechenden Angaben in der Größenordnung, nicht mit ausreichender Interpretation mitgeteilt wurde. Jedoch hat bereits 1929 W. SCHMIDT (9) in einer leider z. T. in Vergessenheit geratenen grundlegenden Untersuchung die Bedeutung des Bodenbewuchses für die Ausbildung extrem tiefer Temperaturen unmittelbar über dem Erdboden klargestellt. Er zeigt, daß die Differenz der Nachttemperaturen zwischen 150 und 5 cm über kahlen Weingärten bis zu 1 $^{\circ}$, über Kleeäckern mit etwa 20 cm hohem Kleebewuchs jedoch

Tabelle 2

Mittlere Differenzen der Temperaturminima ($^{\circ}\text{C}$) in 5 cm und 2 m Erdbodenabstand (Jahreszeiten und Jahr) in St.Pölten-Viehofen, N.-Ö., bei verschiedenen Bewölkungsgraden im Zeitraum 1947 bis 1953.

I = wolkenlos II = wolkig bis wechselnd bewölkt III = stark bewölkt oder bedeckt.

	Wi	Fr	So	He	Jahr
I	— 2.6	— 4.3	— 3.6	— 3.4	— 3.5
II	— 2.1	— 3.5	— 3.1	— 2.7	— 2.9
III	— 0.7	— 2.4	— 1.8	— 1.2	— 1.5
I—III	— 1.8	— 3.4	— 2.8	— 2.4	— 2.6

bis zu 3 $^{\circ}$ erreicht. Daraus folgt die bedeutende Frostgefährdung des bewachsenen Bodens, was auch in der alpinen Hochregion mit ihrer durchbrochenen Pflanzendecke zu auf kleinstem Raume unterschiedlichen Frostwirkungen führen muß.

Temperaturdifferenzen zwischen 200 und 5 cm Erdbodenabstand hat für das Frühjahr L. DIMITZ (6 a) für verschiedene österreichische Orte mitgeteilt, die ich in Tabelle 1 zusammengefaßt habe. Wenn auch wegen ungleicher Länge der an und für sich sehr kurzen Reihen ein strenger Vergleich zwischen

den ausgewählten vier Orten nicht angebracht ist, so erkennen wir doch größenordnungsmäßig den bedeutenden Einfluß der Bewölkung auf die jeweilige Größe der Temperaturdifferenz. Gesichertes Material in dieser Hinsicht liefert Tabelle 2, wo für sieben Jahre (1947—1953) ebenfalls für drei Bewölkungsstufen diese Temperaturdifferenzen nach den Messungen in St. Pölten-Viehofen abgeleitet worden sind. Auch dieses mehrjährige Material zeigt für alle Jahreszeiten und somit für die ganze Jahr den nachhaltigen Einfluß der Bewölkung.

Wenn man auch nur mit der nötigen Vorsicht von holozänen auf pleistozäne

Tabelle 3

Häufigkeit bestimmter Differenzen der Temperaturminima ($^{\circ}\text{C}$) in 5 cm und 2 m Erdbodenabstand in St. Pölten-Viehofen bei verschiedenen Bewölkungsgraden und Jahreszeiten im Zeitraum 1947 bis 1953.

Differenz ($^{\circ}\text{C}$)		Winter			Frühjahr			Sommer			Herbst		
von	bis	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
— 7.1	— 10.0	2	1	1	4	2	8	1	1	0	0	0	0
— 4.1	— 7.0	22	8	26	120	44	134	22	3	6	64	16	61
— 1.1	— 4.0	71	36	166	63	44	191	136	72	180	87	41	215
0.0	— 1.0	13	11	182	3	2	26	5	4	62	1	4	112
+ 0.1	+ 2.0	2	2	81	1	0	1	1	0	13	1	1	33
+ 2.1	+ 5.0	0	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Klimazustände schließen darf, so zeigen doch schon diese beiden Tabellen zu mindest größenordnungsmäßig, daß die Temperaturdifferenz zwischen 200 und 5 cm Erdbodenabstand bei Bewölkungsverhältnissen, die jenen in semi-ariden Klimaten ähnlich sind, bodennahe Frostwechselfvorgänge nachhaltig verstärken, bzw. vermehren kann. Betrachten wir die in Tabelle 3 ausgewiesene Häufigkeitsverteilung dieser Temperaturdifferenzen, so macht sich bei der Anordnung dieser Werte besonders im Winter und Frühjahr der Einfluß geringer Bewölkung auf bodennahen Frostwechsel geltend und zeigt so auch aus Material ge-

Tabelle 4

Durchschnittliche Zahl der Frostwechseltage in 2 m (A) und 5 cm (B) Erdbodenabstand in St. Pölten-Viehofen im Zeitraum 1947—1953.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
A	14.4	12.0	15.7	4.6	0.3	—	—	—	0.1	5.6	7.9	14.1	74.7
B	15.6	15.0	21.2	14.0	4.4	0.4	0.1	0.1	0.1	12.3	12.7	16.0	111.9
B—A	1.2	3.0	5.5	9.4	4.1	0.4	0.1	0.1	0.0	6.7	4.8	1.9	37.2

mäßiger Breiten die bedeutende Zunahme des Frostwechsels in anderen Klimaten mit ständigerer nächtlicher Wolkenarmut an. Bedeutende Temperaturerniedrigungen unmittelbar über dem Erdboden haben jedoch in Einzelfällen keine Abhängigkeit vom Bewölkungsgrad. Dies lehrt, daß nachhaltige Frostverwitterung vielleicht gar keiner allzu merklichen Klimaschwankung nach der semi-ariden Seite bedarf, sofern wir die Summierung solcher Einzelfälle innerhalb geologischer Zeitspannen berücksichtigen.

Entsprechend geringe Bewölkung jedoch vorausgesetzt, kommt es häufig in Erdbodennähe gegenüber dem makroklimatischen Befund zu einer ganz bedeutenden Verkürzung der frostfreien Zeit. Diesbezüglich liefern die von C. TROLL

(12) aus dem Makroklima abgeleiteten Frostwechseltage zu geringe Werte. Nach L. DIMITZ (6 a) beträgt im regionalen Mittel der nordostalpiner Landschaften und ihrer Vorländer die frostfreie Zeit in 200 cm Erdbodenabstand 173 Tage, in 5 cm Erdbodenabstand jedoch nur 149 Tage, was eine Verkürzung

Tabelle 5

Jahresmittel der Frostwechseltage (1881—1930). [1 = Innere Nordalpen, 2 = Nordalpenrand und vorgelagerte Gebiete, 3 = Südalpen, 4 = Alpenostrand und vorgelagerte Gebiete].

Ort:	Seehöhe m	Lage	Jahresmittel Frostwechsel- tage:	Ort:	Seehöhe m	Lage	Jahresmittel Frostwechsel- tage
Groß-Enzersdorf	153	4	71.2	Innsbruck	582	1	86.1
Wien, Hohe Warte	202	4	50.8	Spital am Pyhrn	647	1	104.5
Wien, Mödling	221	4	59.6	Admont	648	1	103.9
Krems a. d. D.	223	2	47.7	Lienz	680	3	137.0
Mariabrunn	229	2	80.1	Puchberg	700	4	65.3
Grein	241	2	65.3	Veitsch	708	1	120.2
Hollabrunn	252	2	78.9	Kollerschlag	725	2	53.9
Retz	253	2	58.2	Eisenerz	737	1	109.5
St. Pölten	273	2	74.3	Judenburg	745	1	75.8
Bad Gleichenberg	297	4	80.3	Zell am See	762	1	93.8
St. Florian	299	2	65.7	Tragöss	765	1	110.3
Linz-Urfahr	306	2	55.8	St. Veit-Grafenhof	766	1	71.8
Wels	324	2	75.8	Zams	774	1	80.9
Reichersberg a. Inn	335	2	51.9	Pöls	801	1	117.0
Neunkirchen	364	4	65.1	Neumarkt	827	3	105.3
Graz	369	4	73.6	Mariazell	853	1	94.3
Kremsmünster	390	2	59.7	Bleiberg	904	3	61.4
Salzburg	420	2	59.2	Bad Gastein	974	1	88.9
Bregenz	427	2	70.2	Mönichkirchen	979	4	87.2
Alland	440	4	77.0	Semmering	1005	4	68.8
Kappel a. d. Drau	441	3	68.3	Hallstatt-Salz- berg	1021	2	102.7
Klagenfurt	446	3	87.8	Kornat	1055	3	72.9
Ebensee	447	2	63.0	Langen	1219	1	91.8
Bad Ischl	469	2	75.0	St. Anton a. Arlberg	1304	1	142.7
Bruck a. d. Mur	480	1	83.5	Schneeberg- Baumgartner	1438	4	83.7
Feldkirch	483	1	69.0	Galtür	1596	1	86.0
Payerbach	483	4	54.9	Untersberg	1692	2	74.3
Stift Zwettl	513	2	100.8	Rax-Karl Ludwig Haus	1804	4	54.5
Leoben	524	1	85.8	Schmittenhöhe	1957	1	80.5
Rotholz	543	1	58.7	Obir	2044	3	71.1
Buchbach	560	2	59.4	Zugspitze	2962	2	79.6
Strobl	560	2	71.0	Sonnblick	3106	1	63.2
Weitra	580	2	82.1				
St. Leonhard a. Hornerwald	581	2	46.6				

um 24 Tage ergibt. Diese ist nur ein klimatisch faßbarer Begriff, da sie überaus stark von den einzelnen Wetterlagen abhängt und damit von Jahr zu Jahr sehr variabel sein kann. So machte beispielsweise im Jahre 1943 in Wien die Verkürzung der frostfreien Zeit in Erdbodennähe 85 Tage aus, 1948 hingegen nur sechs Tage, in Graz schwankte sie im bearbeiteten neunjährigen Zeitraum zwischen 69 Tagen (1944) und 0 Tagen (1947). Wir erkennen jedenfalls, daß im Bereiche der Frostverwitterungsschicht ganz besonders extreme Verhältnisse eintreten können, die in Verbindung mit Klimaschwankungen und über lange Zeit gesehen nachhaltige geomorphologische Ergebnisse zeitigen müssen. Da die Messung des Temperaturminimums in 5 cm über dem Boden erst in den letzten beiden Jahrzehnten intensiviert wurde, kann es im Hinblick auf die große Schwankungsbreite der Verkürzung der frostfreien Zeit in Erdbodennähe bei der oft üblichen stichprobenweisen Untersuchung des Problems zu schiefen Auffassungen kommen. Seine große geomorphologische Bedeutung sei daher hier besonders unterstrichen und zur Ergänzung unserer Darlegungen über die Ver-

Tabelle 6

Durchschnittliche Zahl der Frostwechseltage in den Ostalpenländern für einige Höhenlagen [bezogen auf 1881—1930, nach F. LAUSCHER (7)].

Höhenlage (m)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
200	12.8	14.0	10.9	3.3	0.0	—	—	—	0.0	2.2	10.0	13.6	66.8
400	12.0	15.2	12.2	2.9	0.2	—	—	—	0.0	2.3	9.6	12.9	67.3
800	13.8	17.5	17.7	6.9	0.8	0.0	—	—	0.4	5.4	13.5	14.9	90.9
1600	5.2	7.2	12.0	16.3	7.4	0.7	—	0.1	1.7	8.6	9.8	8.7	77.7
3200	0.0	0.1	0.2	0.8	6.7	12.5	11.6	12.0	9.4	6.1	0.6	0.1	60.1

kürzung der frostfreien Zeit in Bodennähe in Tabelle 4 für St. Pölten-Viehofen die durchschnittliche Zahl der Frostwechseltage für beide Niveaus gegeben.

Diese Tabelle zeigt, daß im Durchschnitt der Frostwechsel in Bodennähe rund $1\frac{1}{2}$ mal so häufig ist als im Makroklima. Wenn sich auch St. Pölten-Viehofen durch besonders große Differenzen in den Minima zwischen 200 und 5 cm Erdbodenabstand auszeichnet, so ist dies doch keine einmalige Erscheinung, sondern nach Tabelle 1 zeigt auch Admont in vielem ähnliche Verhältnisse. Aus diesem Grunde neige ich der Auffassung zu, daß die in Tabelle 4 mitgeteilten Werte größenordnungsmäßig allgemeinere Geltung haben dürften.

Aus den Angaben von F. Lauscher (7) habe ich für 66 Orte die Jahressummen der Frostwechseltage berechnet und in der folgenden Tabelle 5 ausgewiesen. Diese Zahlenwerte zeigen, daß im einzelnen Seehöheneinfluß, Relief und örtliches Makroklima keinen klaren Überblick über eine Höhenabhängigkeit der Zahl der Frostwechseltage erkennen lassen. Der Geomorphologe wird bei seiner Feldarbeit sicher gerne auf den seinem Arbeitsraum bestentsprechenden Wert zurückgreifen, jedoch bedarf es bei der Aufdeckung allgemeinerer Züge in der Anordnung des makroklimatischen Frostwechsels regionaler Mittelwerte. F. LAUSCHER selbst hat für einen ersten Überblick die in Tabelle 6 mitgeteilten Daten über den mittleren jährlichen Gang der Frostwechseltage für verschiedene Höhenstufen und Landformen der Ostalpen ab-

geleitet (200 m = Niederungen im Osten, 400 m = niedrige Täler, 800 m = Hochtäler, 1600 m = Gipfel, 3200 m = Hochgipfel).

Bei T a b e l l e 6 fällt vor allem das Maximum der Frostwechseltage in 800 m auf. Es liegt ziemlich nahe dem Höhenbereich der winterlichen Temperaturinversion in den Alpen, die F. STEINHAUSER (11) in der Zone zwischen 900 und 1100 m aus den Jännertemperaturen bestimmt hat und erscheint damit ver-

T a b e l l e 7

Durchschnittliche Zahl der Frostwechseltage pro Jahr in den Ostalpengebieten (1881—1930).

Höhenstufe (m)	Innere Nordalpen	Alpennordrand u. Randgebiete	Alpenostrand u. Randgebiete	Süd- Alpen
250	—	57	66	—
500	62	71	76	72
750	104	85	80	91
1000	118	93	79	95
1250	120	91	78	95
1500	112	87	75	90
1750	104	84	74	86
2000	97	80	72	82
2250	89	76	70	78
2500	81	73	—	73
2750	74	69	—	69
3000	66	65	—	65

ständig. Jedenfalls ist der 1912 von P. SCHRÖDER (13) im Makroklima gefundene Maximalwert der Frostwechselhäufigkeit in den Alpen mit rund 1410 m zu hoch angesetzt, auch wenn wir die bedeutende Streuung der Werte der T a b e l l e 5 berücksichtigen. Doch scheint es angezeigt, höhenabhängige regionale

T a b e l l e 8

Höhenlage der Zone mit im Durchschnitt maximaler Zahl von Frostwechseltagen pro Jahr (1881—1930).

Seehöhe (m)	Zahl d. jährl. Frostwechseltage	Gebiet
800	81	Alpenostrand
1050	94	Alpennordrand
1100	96	Südalpen
1150	121	Innere Nordalpen

Mittelwerte nicht für das ganze Material zu berechnen, sondern für landschaftlich zusammengehörige Teile der Ostalpenländer. Deshalb habe ich die Ableitung von graphisch ausgeglichenen Seehöhenmitteln der durchschnittlichen Jahressummen der Frostwechseltage für die vier Gebiete Alpennordrand mit vorgelagerten Gebieten, Innere Nordalpen, Alpenostrand mit vorgelagerten Gebieten und Südalpen vorgenommen, um, trotz geographischer Bedenken, die Ergebnisse mit den für die gleiche Landschaftsgliederung von F. STEINHAUSER festgelegten Höhen der winterlichen Temperaturinversionen vergleichen zu können.

Das Ergebnis für ausgewählte Höhenstufen zeigt T a b e l l e 7. Die Maximalzone der Jahressummen der Frostwechseltage zeigt in ihrer Höhenlage merkliche Unterschiede in den einzelnen Landschaften, wobei allerdings Ähnlichkeiten in der Anzahl der Frostwechseltage in den einzelnen Höhenstufen zwischen Alpennordrand und Inneren Alpen einerseits und Alpenostrand und Südalpen andererseits bestehen. Jedoch sind diese Beziehungen nicht so eng, daß wir jeweils zwei Landschaften zusammenfassen könnten. Besonders die Inneren Nordalpen zeigen nach anfänglichem Zurückbleiben mit der Höhe einen auffallenden Zuwachs an Frostwechseltagen, der sich erst oberhalb 1250 m in das Gegenteil verkehrt. Zur Ergänzung seien in T a b e l l e 8 die Höhenlagen der Maximalzone der Frostwechseltage mitgeteilt. Sie stehen in guter Übereinstimmung zur Lage der winterlichen Temperaturinversion, wie sie von F. STEINHAUSER abgeleitet worden ist. Am Alpenostrand ist im Jahresdurchschnitt die Zone häufigsten Frostwechsels stark gedrückt (800 m) und erreicht in den Inneren Nordalpen mit 1150 m ihre höchste Lage.

T a b e l l e 9

Der jährliche Gang der Erdbodentemperatur (1926—1940) in Wien, Hohe Warte, dargestellt in Differenzen zu den Monatsmitteln der Lufttemperatur in 1.5 m Höhe [berechnet nach M. TOPERCZER (8)].

Erdboden- tiefe (cm)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
0—1	0.67	0.03	—0.48	1.30	3.46	4.01	3.74	2.97	1.22	0.15	—0.06	1.10	1.51
2	0.59	—0.24	—0.61	1.47	3.71	4.37	4.19	3.10	0.82	—0.16	—0.42	0.97	1.48
5	0.54	—0.29	—0.89	1.19	3.41	4.01	3.79	2.94	0.64	—0.18	—0.42	1.01	2.32

Wie bereits erwähnt, hat W. SCHMIDT (9) die nächtliche Temperaturdifferenz zwischen 150 und 5 cm über unbewachsenem Boden um etwa zwei Drittel kleiner gefunden als über einem Boden mit niedrigem Pflanzenwuchs. Dies ist mikroklimatisch verständlich, da u. a. die dichtstehenden Pflanzen die erkaltete Bodenluft vor einer Ablösung und Durchmischungen schützen, setzen sie doch dem Wind bedeutenden Reibungswiderstand entgegen. Es wäre aber verfehlt, die aus unserem Beobachtungsmaterial abgeleiteten Differenzen der Temperaturminima in 200 und 5 cm über dem Boden für die Felsregion ganz allgemein mit dem dritten Teil dieser Werte in Anschlag zu bringen. Für die Felsregion übernimmt, ganz abgesehen von dem sporadischen Pflanzenkleid mit seiner den Frost begünstigenden Wirkung, die Klüftigkeit oder ganz allgemein die Rauhgigkeit des Gesteins die Funktion des Pflanzenwuchses der Talböden als schützende Reibungshindernisse für die dem Fels unmittelbar anhaftenden oder in Klüften angesammelten Lufthäutchen. Wir haben demnach in der Felsregion auf kleinstem Raum mit bedeutenden horizontalen Unterschieden der Bodentemperatur und vor allem deren Ausstrahlungsminima zu rechnen und damit einen räumlich vervielfachten Effekt der Frostverwitterung vor uns, der aus klimatischen Normalwerten mangels ausreichender mikroklimatischer Einzelmessungen überhaupt nicht abgeleitet werden kann. Daher hat auch E. HEYER (14) die Frostdichte unterschätzt.

Aus dem angeführten Grunde ist es nicht angängig, die in T a b e l l e 8 aufgefundenen Zonen maximaler Zahlen von Frostwechseltagen auch als Hauptzonen der Frostverwitterung zu bezeichnen. So interpretiert, versagt hier diese makroklimatische Größe, da sie nicht auf die Verkürzung der frostfreien Zeit

im Mikroklima Rücksicht nimmt. Die geomorphologisch wirksame Maximalzone kann daher nur im Mikroklima erkennbar werden und bedarf mangels hinreichender Messungen zur Zeit noch der Bestimmung in jedem einzelnen Fall. Bei den von C. TROLL (12) aus den Alpen mitgeteilten Untergrenzen des rezenten Frostbodengürtels zeigt sich, daß diese immer etwa um 1000 m höher liegen als unsere aus dem Makroklima abgeleiteten Befunde. Daraus erhellt der extreme Unterschied zwischen beiden Klimaarten. Inwieweit allerdings diese für Mittelwerte der Ostalpen gefundene Faustregel in der Bestimmung der effektiven Maximalzone der Frostverwitterung aus makroklimatischem Material für andere Erdräume gelten mag, bedarf noch eingehenderer Klärung außerhalb der Zielsetzung dieser Studie.

Um die Bedeutung der bodennahen Temperaturminima für den Frostwechsel richtig würdigen zu können, sei auch der jährliche Gang der Erdbodentemperatur erwähnt. Langjährige homogene Reihen dieser Art liegen leider aus der ostalpinen Hochregion nicht vor, jedoch geben zumindest größenord-

Tabelle 10

Tagesschwankung ($^{\circ}$ C) der Bodentemperatur in 1 cm Tiefe bei verschiedenen Bewölkungsgraden
[nach I. DIRMHORN (10)]. 0.00 = wolkenlos, 1.00 = bedeckt.

Bewölkungs- grad	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0.00	9.8	14.9	20.0	24.6	27.6	28.4	27.8	25.2	21.7	16.6	11.8	8.1
0.25	8.2	12.9	17.3	21.5	24.8	25.4	24.9	22.2	18.8	14.3	10.0	7.0
0.50	6.9	10.3	14.3	18.5	21.6	22.3	21.3	18.7	15.5	11.4	8.0	6.0
0.75	5.7	8.3	11.4	15.4	18.2	18.6	17.3	15.0	12.1	8.8	6.3	5.1
1.00	2.0	2.9	5.3	8.0	9.4	9.7	9.0	7.5	6.0	4.2	2.3	1.8

nungsmäßig mit entsprechenden jahreszeitlichen Einschränkungen auch die Wiener Bodentemperaturen Anhaltspunkte, die wir für unsere Zwecke zur Tabelle 9 umgerechnet mitteilen.

In seiner geomorphologischen Auswirkung scheint uns beim jährlichen Gang der Erdbodentemperaturen wichtig, daß die Bodentemperaturen in den einzelnen Monatsmitteln mit geringen Ausnahmen höher liegen als die der Lufttemperatur. Betrachten wir dieses Ergebnis in Verbindung mit der Tatsache, daß in 5 cm über dem Erdboden weit in den Sommer hinein Fröste auftreten, so ergeben sich Temperaturschwankungen innerhalb jeweils weniger Stunden, die zu ganz bedeutenden Frostsprengungen führen können. Zum andern zeigen aber auch gerade in den Sommermonaten die bedeutenden positiven Differenzen der Monatsmittel zu denen der Lufttemperatur, daß der Hitzesprengung weitaus mehr Beachtung bei der Wandverwitterung zu schenken ist, als normale makroklimatische Mittelwerte zuzulassen scheinen.

Die Felssprengung wird noch gefördert durch die bedeutende Tagesschwankung der Temperatur beiderseits des unmittelbaren Oberflächenbereiches des Gesteins. Einer aufschlußreichen Studie I. DIRMHORN'S (10) entnehmen wir die Tabelle 10, in der die Verfasserin besonders augenfällig den Bewölkungseinfluß herausgearbeitet hat. Diese Tabelle zeigt uns gleichsam als Zusammenfassung unserer Darlegungen, wie ganz allgemein jede Klimaschwankung zu wolkenärmerer Witterung hin ein Vielfaches der heute bekannten Felssprengung, sowohl Frost- wie auch Hitzesprengung, mit sich bringen muß und damit die Tatsache, daß wir im Rahmen des bekannten pleistozänen Klimaablaufes ohne

weiteres ganz bedeutende Verwitterungswirkungen unterbringen können, wenn wir gegenwärtige makro- und mikroklimatische Beobachtungsreihen in sinnvolle Beziehung setzen und analog auf die paläoklimatischen Verhältnisse schließen.

L i t e r a t u r

- (1) K. WICHE, Pleistozäne Klimazeugen in den Alpen und im Hohen Atlas. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 95, pp. 143—166, 1953.
- (2) R. GEIGER, Das Klima der bodennahen Luftschicht. 3. A., Braunschweig 1950.
- (3) H. FLOHN, Witterung u. Klima in Mitteleuropa. Forsch. z. dt. Ldke., 78, 2. A., Stuttgart 1954.
- (4) K. SCHNEIDER-CARIUS, Die Grundschicht der Troposphäre. Prob. kosm. Physik 26, Leipzig 1953.
- (5) F. HADER, Kann der Erdbodenabstand der Thermometerhütte verkleinert werden? Wetter u. Leben, 6, pp. 27—31, Wien 1954.
- (6) a) L. DIMITZ, Hüttenminimum oder Erdbodenminimum? Wetter u. Leben, 1, pp. 321—326, Wien 1949.
b) DERSELBE, Untersuchungen über die Frostdauer in 2 m und 5 cm über dem Erdboden. Wetter u. Leben, 2 pp. 58—61, Wien 1950.
- (7) F. LAUSCHER, Langjährige Durchschnittswerte für Frost und Frostwechsel in Österreich. Anhang 4 z. Jb. 1946 d. Z. A. f. Met. u. Geodyn., Wien 1947.
- (8) M. TOPERCZER, Die Bodentemperaturen in Wien 1911—1944. Anhang 6 z. Jb. 1946 d. Z. A. f. Met. u. Geodyn., Wien 1947.
- (9) W. SCHMIDT, Meteorologische Feldversuche über Frostabwehrmittel. Anhang 2 z. Jb. 1927 d. Z. A. f. Met. u. Geodyn., Wien 1929.
- (10) I. DIRMHIRN, Tagesschwankung der Bodentemperatur, Sonnenscheindauer und Bewölkung. Wetter u. Leben, 3, pp. 216—219, Wien 1951.
- (11) F. STEINHAUSER, Die Schneehöhen in den Ostalpen und die Bedeutung der winterlichen Temperaturinversion. Archiv f. Met. Geoph. Biokl. Berie B, I, pp. 63 bis 74, Wien 1949.
- (12) C. TROLL, Die Frostwechselhäufigkeit in den Luft- und Bodenklimate der Erde. Met. Zs. 60, pp. 161—171, Braunschweig 1943.
- (13) P. SCHRÖDER, Über die vertikale Verteilung der Temperaturschwankungen um den Frostpunkt in Mitteleuropa. Phil. Diss. Leipzig 1912.
- (14) E. HEYER, Über Frostwechselzahlen in Luft und Boden. Gerlands Beitr. Geoph., 52, pp. 68—122, Leipzig 1938.

Manuskript eingegangen im Juni 1954